

**UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS**

Universidad del Perú, Decana de América

FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA, MINERA,  
METALÚRGICA Y GEOGRÁFICA

E.A.P. de Ingeniería Geológica



## **RELACIÓN ENTRE LA TOPOGRAFÍA Y LA SISMICIDAD EN LOS ANDES PERUANOS**

Tesis presentada por el Bachiller en Geología


**Víctor Manuel Uribe Córdova**

Para optar por el Título Profesional de Ingeniero Geólogo

Lima - Perú

2008

A mis padres  
y sus ideales



*Oh inefable Creador nuestro,  
altísimo principio y fuente verdadera de luz y sabiduría,  
dígnate infundir el rayo de tu claridad sobre las tinieblas de mi inteligencia,  
removiendo la doble oscuridad con la que nací: la del pecado y la ignorancia!  
¡Tu, que haces elocuentes las lenguas de los pequeños,  
instruye la mía, e infunde en mis labios la gracia de tu bendición!  
Dame agudeza para entender,  
capacidad para retener,  
método y facilidad para atender,  
sutileza para interpretar  
y gracia abundante para hablar.  
Dame acierto al empezar,  
dirección al progresar  
y perfección al acabar  
¡Oh Señor! Dios y hombre verdadero,  
que vives y reinas por los siglos de los siglos.*

*Amén*

*Santo Tomás de Aquino 1225 - 1274*

## *Agradecimientos*

Ante todo, quiero expresar mi eterna gratitud a todas aquellas personas que apoyaron de una u otra forma en la realización de mi tesis:

A mis asesores la Dra. Laurence Audin y el Dr. Hugo Perfettini, por darme la oportunidad de participar en este proyecto, por las charlas matinales de ciencia, por su constante enseñanza, exigencia y paciencia. Por mostrar entusiasmo y pasión por la investigación.

Al Dr. Hernando Tavera, del Instituto Geofísico del Perú, por proporcionarme toda la información necesaria, por su predisposición permanente en aclarar mis dudas y por sus substanciales sugerencias, por su amistad.

Al Dr. José Macharé por su asesoramiento científico y ejemplo para seguir creciendo intelectualmente.

Al Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) por la estadía y financiamiento de la Tesis, cuyo proyecto se encuentra dentro del convenio IRD - IGP - UNMSM.

Al Dr. José Salamanca, por su apoyo y críticas constantes, que enriquecieron mis objetivos.

Al Dr Churchill Vela , por sus constantes consejos y colaboración hacia mi persona, por brindarme su amistad.

Al Msc. Javier Jacay quien me brindó su hospitalidad y por sus substanciales sugerencias durante la redacción de la tesis.

A mis amigos y colegas del IRD e IGP, por tantos días de trabajo compartido, ocupan un “rinconcito” en mis afectos.

A la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, por las enseñanzas impartidas durante mi formación académica.

Finalmente, quiero agradecer a DIOS, porque sin Él no hubiera podido culminar este trabajo.



# Índice

Agradecimientos.....	i
Resumen.....	ii
Abstract .....	iii
Vocabulario.....	iv
 <b>Capítulo I: Introducción.....</b>	 <b>1</b>
 <b>Capítulo II: Contexto Geodinámico de los Andes Peruanos.....</b>	 <b>4</b>
2.1 Generalidades.....	4
2.2 Investigaciones previas de la Placa de Nazca .....	5
2.3 Rasgos Tectónico-estructurales.....	10
2.3.1 Estructuras de la Placa Sudamericana .....	10
2.3.2 Zona de Trancisión : Océano - Continente .....	15
2.3.3 Estructuras de la Placa de Nazca.....	15
2.4 Arco Volcánico Relacionado al Magmatismo .....	18
2.5 Neotectónica y Acortamiento Orogénico.....	20

<b>Capítulo III: Recopilación de Datos .....</b>	<b>22</b>
3.1 Sismicidad Historica e Instrumental .....	22
3.1.1 Sismicidad Histórica.....	22
3.1.2 Sismicidad Instrumental .....	25
3.1.2.1 La Red Sísmica Nacional.....	25
3.1.2.1 La Red Sismográfica Global.....	28
3.2 Datos Sísmicos Usados.....	29
3.2.1 Catálogo Local Permanente: Instituto Geofísico del Perú (IGP).....	29
3.2.2 Catálogo Local Temporal: 1980 – 1981 [Grange F., 1984] .....	30
3.2.3 Catálogo Telesísmico: Nacional Earthquake Information Center.....	31
3.3 Datos Topográficos.....	31
3.4 Datos de Mecanismos Focales.....	34
3.4.1 Catálogo Local: IGP .....	36
3.4.2 Tensor Momento Sísmico – Centroide (CMT) .....	37
 <b>Capítulo IV : Evaluación de la Sismicidad.....</b>	 <b>40</b>
4.1 Análisis Estadístico de la Sismicidad y sus Parámetros.....	40
4.1.1 Análisis del Catálogo Local (IGP).....	41
4.1.2 Análisis del Catálogo NEIC.....	48
4.2 Comparación de Catálogos .....	54
4.3 Cualidades y Deficiencias de los Catálogos.....	57
 <b>Capítulo V: Características Generales de la Sismicidad en el Perú.....</b>	 <b>59</b>
5.1 La Zona Sismogénica.....	59
5.2 Distribución espacial de la Sismicidad .....	65
5.3 Control Estructural .....	69
5.3.1 Sistemas de Falla Asociados a la Sismicidad .....	69
5.3.2 Vulcanismo Asociado a la Sismicidad .....	72
 <b>Capítulo VI: Estructuras que afectan la sismicidad en el Perú.....</b>	 <b>74</b>
6.1 Variación de la sismicidad.....	74
6.1.1 La Fractura de Mendaña .....	75
6.1.2 La Fractura de Nazca.....	75
6.1.3 La Depresión de Trujillo .....	77
6.1.2 La Dorsal de Nazca y la Meseta Subducida Inca.....	77

<b>Capítulo VII: Correlación entre la topografía y la sismicidad.....</b>	<b>85</b>
7.1 Estado de Esfuerzo en los Andes Centrales .....	85
7.1.1 Análisis de Mecanismos Focales .....	85
7.1.2 Análisis microtectónico de estructuras Cuaternarias .....	87
7.2 Secciones sísmicas y topográficas.....	92
7.3 Análisis de la ocurrencia sísmica.....	101
 <b>Capítulo VIII: Interpretación.....</b>	 <b>106</b>
 <b>Conclusiones.....</b>	 <b>114</b>
 <b>Perspectivas.....</b>	 <b>117</b>

## **BIBLIOGRAFIA**

## **ANEXOS**

- Anexo A.** Modelo de “Acumulación de Esfuerzos en el Himalaya”, desarrollado por Bollinger et al., (2004), y sobre el cual se basa nuestro estudio.
- Anexo B.** Artículos y material científico publicados a partir de esta investigación.
- Anexo C.** Recursos provenientes de Internet usados en esta investigación

## *Resumen*

La sismicidad presente en el Perú y la orogenia andina poseen un origen común, la subducción la Placa de Nazca debajo de la Placa Sudamericana, esta convergencia tiene velocidades del orden de 8 cm/año dando forma a la actual topografía caracterizada por la presencia de la Cordillera de los Andes. **Durante el periodo íntersísmico** la sismicidad posee una distribución espacial bastante compleja, nosotros observamos que **la sismicidad se correlaciona con la topografía**, donde la placa subducida (*slab*) presenta una sismicidad con fallas inversas en la zona de antearco volviéndose normales en la zona de trasarco, disminuyendo esta sismicidad entre ambas zonas, específicamente en los Altos Andes (>2000m). El **peso litosférico de la alta topografía** modifica el **estado de los esfuerzos tectónicos** generando un incremento en el esfuerzo vertical litosférico, el cual produce la compensación del esfuerzo tectónico generado por la subducción, produciendo de esta manera una **disminución en la sismicidad**. Esta influencia fue previamente modelada en los Himalayas por Bollinger et al. (2004). Esta desviación del esfuerzo vertical se calculó en ~53 Mpa. Este resultado es del mismo orden del magnitud que el observado por Bollinger et al. (2004) (~35 Mpa). Se analizaron las principales estructuras y parámetros de la topografía y la sismicidad respectivamente, haciendo uso de la base de datos sísmicos extraída de los catálogos del Instituto Geofísico del Perú (periodo 1982 - 2005), del catálogo temporal de F. Grange (periodo 1980-1981) y el catálogo telesísmico del NEIC (periodo 1973 - 2006), se analizaron y depuraron estadísticamente para evitar cualquier tipo de anomalías que generara una interpretación errónea, además se excluyeron las réplicas de los eventos de gran magnitud, ya que nuestro objetivo principal era el análisis durante el periodo íntersísmico. Nuestros resultados mostraron que **por encima de los 2000m la sismicidad disminuye**, de tal manera que esta sigue más o menos la geometría sinuosa de esta altura. Entonces, a pesar de poseer diferentes configuraciones tectónicas: colisión continental (Himalayas) vs. subducción (Andes), ambos poseen una influencia similar en la sismicidad y la deformación elástica durante el periodo íntersísmico.

**Palabras clave:** Sismicidad, topografía, periodo íntersísmico, peso litosférico, esfuerzos tectónicos.



## *Abstract*

Seismicity in Peru and the Andean orogeny possess a common origin, the subduction of the Nazca plate beneath the South American plate. This convergence has velocities of 8 cm/yr., giving form to the current topography characterized by the presence of the Andes Cordillera. During **interseismic phases** the seismicity has a complex spatial distribution, with **seismic activity correlating with topography**, where the subducting plate (*slab*) presents seismicity of inverse fault type in the forearc zone, normal seismicity in the backarc zone, diminishing this seismicity between the two zones, specifically in the high Andes (>2000m). **The lithospheric weight of high topography** modifies the **state of tectonic stresses**, generating an increment in the vertical lithospheric stress, which produces the compensation of tectonic stress generated by subduction, thus producing a **decrease in the seismicity**. This influence previously was modeled in the Himalayas by Bollinger et al. (2004). The deviation of vertical stress was calculated in ~53 Mpa. This result is of the same order of magnitude as that observed by Bollinger et al. (2004) (~35 Mpa). To prove this hypothesis, the main structures and parameters of the topography and the seismicity were analyzed respectively, making use of the seismic database extracted of catalogs of the Instituto Geofísico del Perú (period 1882-2005), of temporal catalog of F. Grange (period 1980-1981) and the teleseismic catalog of NEIC (period 1973-2006). They were analyzed and they filtered statistically to avoid any anomalies that generated an erroneous interpretation. Aftershocks of great earthquakes were excluded, since our main objective was the analysis during the interseismic phase. Our results showed that **above 2000m the seismicity decreases**, so that the seismicity more or less follows the sinuous geometry of this elevation contour line. So, although the tectonic settings are different: continental collision (Himalayas) vs. subduction (Andes), both possess a similar influence in the seismicity and the elastic strain during the interseismic phase.

**Keywords:** Seismicity, topography, interseismic phase, lithospheric weight, tectonic stress

## Vocabulario

- **Slab.-** Fragmento de una placa oceánica que se encuentra totalmente en subducción debajo de otra placa tectónica. Se clasifica según su ángulo de subducción: *Flat slab* o subducción subhorizontal; *Steep slab* ó subducción inclinada o normal.
- **Bending.-** Flexión o encorvamiento del *slab*
- **Magnitud  $M_L$  o magnitud local.-** Definida en principio por Richter para el sur de California. La definió como el logaritmo decimal de la amplitud máxima de la onda (en micras) registrada en un sismógrafo patrón (tipo Wood-Anderson o equivalente) a una distancia de 100 Km del epicentro. No especificó el tipo de onda a utilizar (P, S o superficial), sino que la elegida fuera la de mayor amplitud
- **Magnitud  $M_w$  o magnitud-momento.-** Basada en el concepto de momento sísmico, que se refiere a la medida del tamaño de un terremoto basada en el área de ruptura y el desplazamiento medio de la ruptura que ha generado el terremoto.
- **Plateau.-** Extensión de terreno alta, llana y poco recortada redondeada de valles profundos. Elevación muy extensa, aunque mal delimitada, en un fondo oceánico profundo. La parte superior puede estar diversificada por accidentes menores, ya sean elevaciones o depresiones. También se le conoce como Meseta.
- **Declustering:** Desagrupar un conjunto de elementos similares.

## CAPÍTULO I

# Introducción

El Perú está localizado en el Cinturón de Fuego del Pacífico, caracterizado por presentar un alto nivel de sismicidad que es originada por la subducción de la Placa de Nazca debajo de la Placa Sudamericana. Cada sismo mayor implica largos periodos de deformación y acumulación de esfuerzos que, al momento de ser liberados producen deslizamientos repentinos que se traducen en sismos de gran magnitud. Dentro del *Ciclo Sísmico* (Fig. 1.1) a este periodo de acumulación y deformación se le denomina periodo *intersísmico*, que corresponde el 90% del tiempo total de este ciclo.

La sismicidad en el Perú ha sido ampliamente estudiada (Barazangui & Isacks, 1976; Grange et al, 1984; Rodríguez & Tavera, 1991), desarrollándose modelos de la geometría de la subducción, estado de esfuerzos y deformación, análisis de parámetros sísmicos e identificación de zonas de riesgo sísmico. Estos trabajos se basan en el análisis e interpretación de datos sísmicos provenientes de redes locales y/o telesísmicas (remotas), determinando con gran precisión las características físicas y tectónicas de la subducción y el comportamiento de la sismicidad en la zona dada.

En el Perú, esta actividad sísmica no se presenta de manera homogénea, sino más bien posee una distribución (espacial y temporal) bastante compleja. En el borde oeste de la Placa Sudamericana (antearco) encontramos una actividad sísmica de tipo falla inversa

producida por esfuerzos compresivos, típico de zonas de subducción. Por su parte en la Zona Subandina, la sismicidad posee una tendencia de falla inversa en la superficie cortical y de tipo falla normal sobre la Placa de Nazca en subducción (60 – 300 km). Entre éstas zonas se localiza la cadena andina, conformada por la Cordillera Occidental, la Cordillera Oriental y el Altiplano, donde existe una disminución de la sismicidad, inclusive prácticamente desaparece.

¿Qué ocurre bajo los Altos Andes?, ¿tendrá la topografía relación con el cambio de tipo de sismicidad: inversa en el antearco y normal en el trasarco? ¿Afectará el campo de esfuerzos esta disminución de la sismicidad?

La Cordillera de los Andes presenta una estructura bien definida en 3D (tres dimensiones), pero nosotros tomamos en consideración una primera aproximación en un plano 2D (dos dimensiones: distancia vs. profundidad), para lo cual planteamos los siguientes objetivos:

- Recopilación de datos sísmicos y topográficos.
- Análisis de los parámetros sísmicos
- Caracterización de las principales zonas sismogénicas.
- Modelación del estado de esfuerzos en los Andes
- Determinación de estructuras que inducen un cambio en el patrón de ocurrencia sísmica modificándola.

Para alcanzar esos objetivos se usaron las siguientes herramientas:

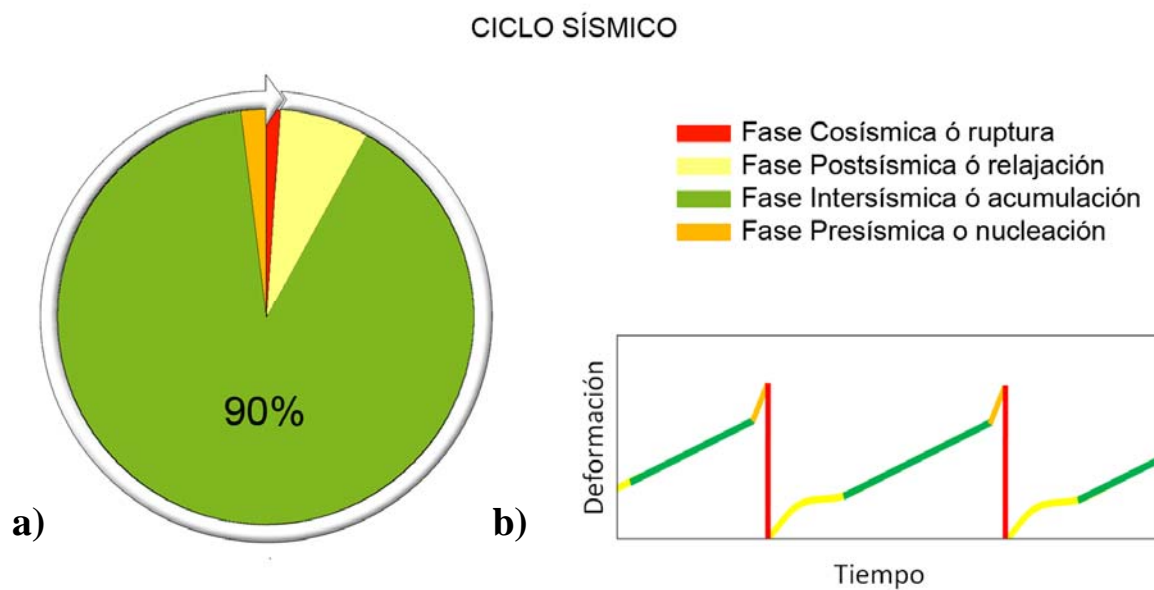
1. Datos sísmicos locales (IGP), temporales (Grange, 1984) y telesísmicos (NEIC).
2. Datos topográficos globales, provenientes de altimetría satelital complementada con sondaje marino en profundidad (Smith & Sandwell, 1997).
3. Mecanismos focales (IGP, NEIC).
4. Desarrollo y programación de Software: ZMAP, GMT, MATLAB.

Dividiendo el trabajo en los siguientes capítulos:

1. Introducción.



2. Caracterización del entorno geodinámico pasado y actual de los Andes, para tener un conocimiento adecuado de las estructuras y su ambiente geológico.
3. Proceso de recopilación de datos en esta investigación.
4. Evaluación de datos para su análisis estadístico y comparativo, mostrando sus cualidades y deficiencias.
5. Descripción de la sismicidad en los Andes Peruanos, para comprender los parámetros y características de su distribución.
6. Estructuras tectónicas que modifican la sismicidad.
7. Correlación topografía – sismicidad



**FIGURA 1.1:** Etapas del ciclo sísmico. Modificado de Ruegg (1994). **a)** Periodos del ciclo sísmico en % de tiempo, la fase intersísmica que corresponde a esta investigación, abarca el 90% del ciclo total. **b)** Periodos del ciclo sísmico según el modelo de deformación.

## CAPÍTULO II

# *Contexto Geodinámico de los Andes Peruanos.*

### 2.1. Generalidades

La margen continental Oeste de Sudamérica posee una cadena montañosa que se extiende de norte a sur a lo largo de 8000 Km, con alturas del orden 7000m y profundidades de de igual magnitud (Ramos, 1999). Este tipo de orogenia genera una de las cadenas de montañas más importantes del mundo, cuyos procesos geológicos permanecen activos en la actualidad, convirtiéndola en un laboratorio natural para el estudio de relaciones entre rocas magmáticas y procesos tectónicos, formación y origen de cuencas sedimentarias, estudio de parámetros sísmicos, etc. Ésta variedad de procesos ha producido diferentes segmentos en esta cadena con características bastantes particulares (Mégard, 1978).

Muchos autores han analizado los Andes y han propuesto diferentes clasificaciones geológicas dependiendo de la identificación de segmentos y sus propiedades geológicas. Gansser (1973) propuso una de las principales, reconociendo tres unidades principales: Andes del Norte, Centrales, y del Sur, que son ampliamente usadas y consideradas válidas en la actualidad

El Perú se encuentra ubicado en los Andes Centrales (entre el Golfo de Guayaquil 4° S y el Golfo de Penas 46°S). Los Andes centrales son un típico orógeno tipo – Andino, donde la tectónica fue conducida por la subducción durante las épocas mesozoicas tempranas (Mégard, 1978), generando esfuerzos compresivos y la migración del magmatismo hacia el Este del Perú, además de una constante deformación y levantamiento de la cadena Andina en los últimos 20 Ma (Soler & Sébrier, 1990).

## 2.2. Investigaciones previas de la Placa de Nazca.

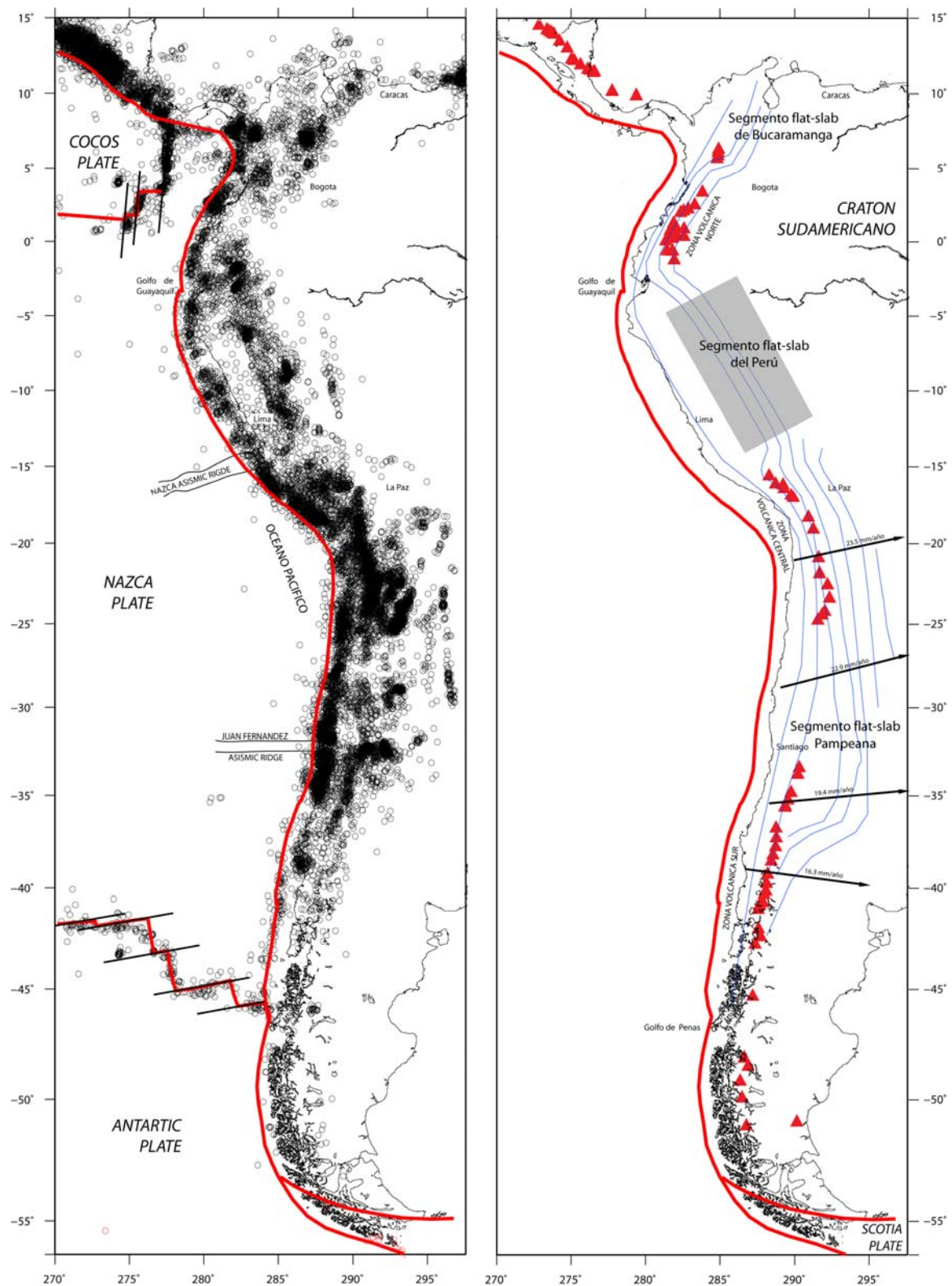
Para entender el comportamiento de las Placas de Nazca y Sudamericana, es necesario conocer la historia de las mismas. Según estudios geofísicos marinos (Handschumacher, 1976), ambas Placas, provienen de una Placa más antigua que se encontraba en total subducción desde hace 25 Ma (Oligoceno), denominada *Placa Farallón*.

Wortel & Cloetingh (1981) analizaron la magnitud del estado de esfuerzos de la Placa Farallón para la época de 25 Ma, encontrando que se produjo la ruptura de esta Placa en 2 partes: 1) La parte norte, denominada actualmente “Placa de Cocos” y 2) La parte sur, conocida como “Placa de Nazca”; una vez ocurrida la fragmentación, las placas cambiaron su dirección de desplazamiento. (Figura 2.2).

Pilger (1981), determinó que el movimiento relativo entre las Placas de Nazca y Sudamericana después de la división de la Placa Farallón en dos placas (Nazca y Cocos), permaneció esencialmente constante en los últimos 20 a 25 Ma. Sella *et al* (2002), usando datos GPS actuales determinaron que la Placa de Nazca posee una velocidad de convergencia con respecto a la Placa Sudamericana “fija” de aproximadamente 70 mm/año (Figura 2.4).

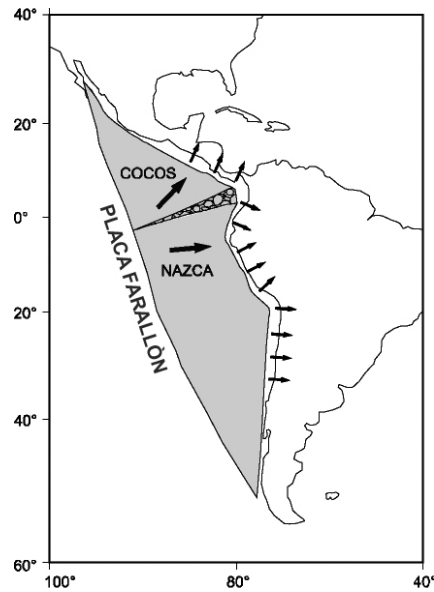
Norabuena *et al* (1998), que demostraron una disminución del 10% de la velocidad de placas determinada por DeMets *et al*, (1990), quienes determinaron velocidades a partir de anomalías magnéticas del fondo marino.

Sella *et al* (2002), determinó que ambas placas han ido desacelerando en los últimos 25 Ma y que ha sido corroborado con datos geológicos actuales. Wortel (1984), para determinar las edades de la corteza oceánica analizó las anomalías magnéticas identificadas en la Placa de Nazca. Los bordes donde estas anomalías varían de edad, coinciden con las principales zonas de fractura (Fractura de Grijalva, Fractura de Mendaña y fractura de Nazca). De la Figura 2.3, para todos los tiempos durante los últimos 15 Ma la litosfera y la fosa, son relativamente jóvenes de la zona C a la zona A.



**FIGURA 2.1** Principales características geofísicas de los Andes. (Modificado de Ramos, 1999) A) Sismicidad y características oceánicas basadas en datos de la *Nacional Earthquake Information Center - U.S.G.S*; las flechas indican la tasa de convergencia en mm/año. B) Forma de la Placa oceánica subducida mostrada por líneas de contorno azules (Km) sobre los datos de Cahill & Isacks (1992) y Pennington (1981); las flechas indican movimiento de Placa relativos a la Placa Sudamericana fija. El área gris sobre el Perú corresponde al segmento Flat slab (subducción subhorizontal).

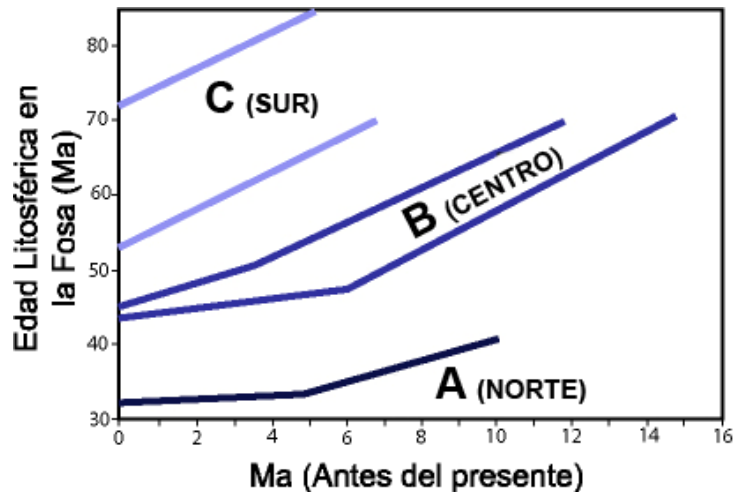




**FIGURA 2.2** Fragmentación de la Placa Farallón en Placa de Nazca y Placa de Cocos. Los esfuerzos empujan la Placa hacia la fosa son indicadas por las flechas. Después de las fragmentación los esfuerzos iniciales hacen que la Placa de Cocos y la Placa de Nazca giren hacia Baja California y el Sur de Chile respectivamente. (Modificado de Wortel, 1984)

Así mismo Vlaar & Wortel (1976) crearon una clasificación de la litosfera según su edad promedio: para zonas con edades menores a 70 Ma la denominaron Clase-1, las zonas entre 40 y 70 Ma la clasificaron como Clase-2 y las litosferas más jóvenes de 40 Ma son de Clase-3 de esa manera en términos de la edad de la litosfera, la Placa de Nazca se encuentra en una transición de zona de Clase-1 a zona de Clase-2 (y en algunas partes con áreas de clase-3). La Figura 2.3 y 2.4 muestra como la edad de la litosfera oceánica y la fosa han variado en los últimos 15 Ma. La principal razón de este fuerte descenso es la alta tasa de  $V_c/V_{sp}$ , donde  $V_c$  es de la tasa de convergencia normal al eje de la fosa, y  $V_{sp}$  es la tasa en que la litosfera oceánica fue creada originalmente en el centro de propagación (Wortel, 1984)

La distribución espacial de la sismicidad en la subducción fue estudiada por muchos autores, en particular por Barazangi & Isacks (1976, 1979), que trabajaron con catálogos telesísmicos (NEIC). Sus resultados como el de otros autores (Grange et al., 1984; Tavera & Buforn, 2001; Bernal, 2002), indican una variación en el buzamiento de la Placa de Nazca subducida a lo largo de toda la margen peruana (de Norte a Sur).

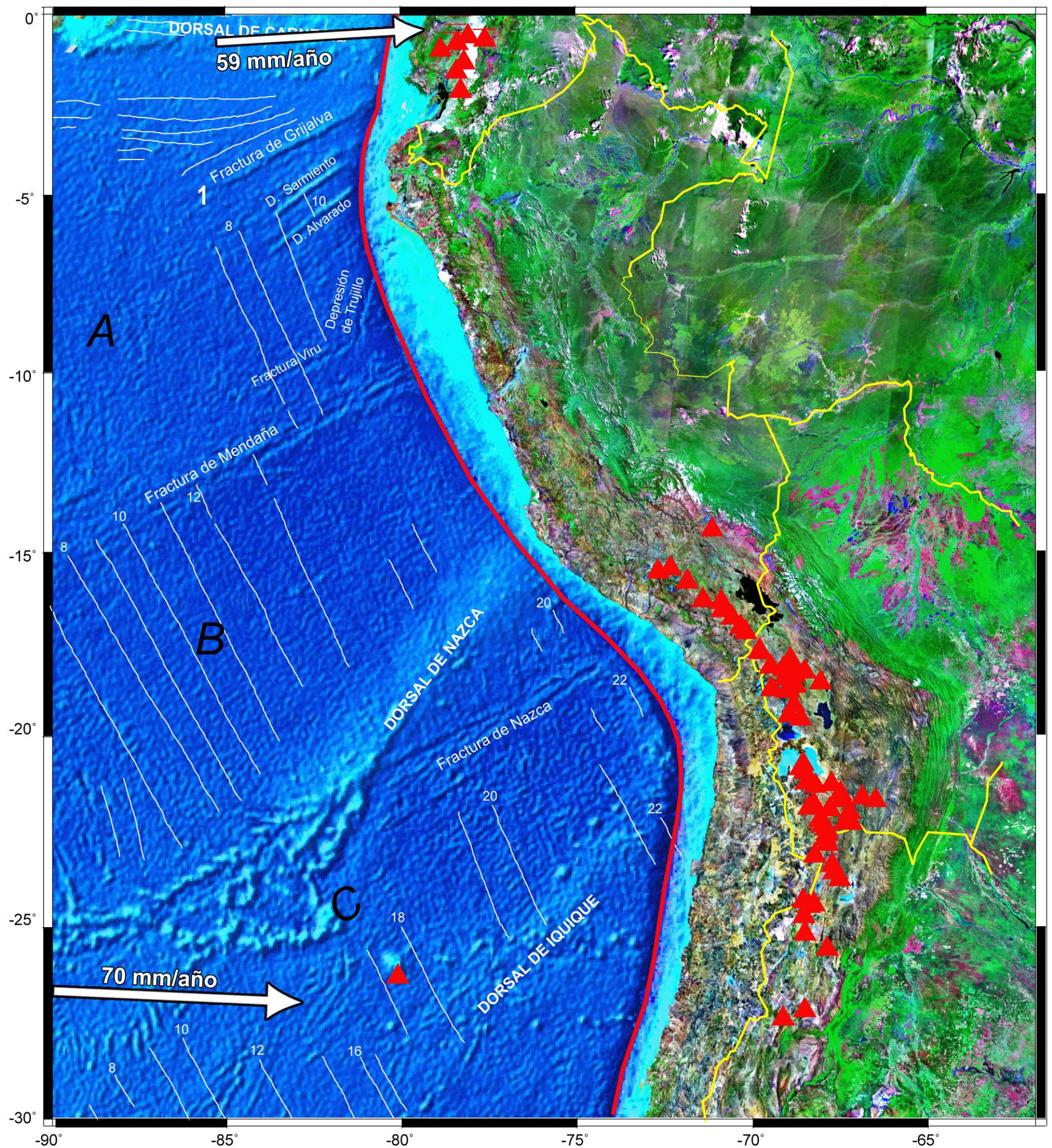


**FIGURA 2.3** Variaciones temporales de la edad de la litosfera oceánica en la fosa Peruana entre los 4°S y 21°S. Ver figura 2.4 (modificado de Wortel, 1984)

El buzamiento del *slab* debajo de los Andes varía con la latitud. La región gris en la Figura 2.1 indica los segmentos donde de acuerdo con Barazangi & Isacks (1976) y Tavera (1998), la Placa de Nazca se encuentra en subducción por debajo la Placa Sudamericana con un ángulo de buzamiento promedio de aproximadamente de 30°, permaneciendo esa pendiente de forma constante, desarrollando una subducción de tipo *normal*.

Grange et al. (1984), sugieren que los segmentos donde la subducción muestra un bajo ángulo (Norte y Centro del Perú), es considerado como resultado de la interacción de la zona de subducción con dorsales asísmicas (Figuras 6.6 y 6.8), ya que al ser menos densas, poseen una mayor flotabilidad en la corteza oceánica, comportándose como boyas flotantes, que al momento de introducirse bajo la Placa Sudamericana favorecen una reducción del ángulo de buzamiento (Hampel et al., 2002, 2004). Similares resultados se producen en el centro de Chile debido a la presencia de la Dorsal Juan Fernández (Flores et al, 2005).





**FIGURA 2.4** Gráfico generalizado de la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana. Los triángulos rojos indican zonas de vulcanismo activo en los últimos 10 000 años. Los números verdes representan la edad de la litosfera oceánica inferida de anomalías magnéticas. Las etiquetas blancas representan los rasgos tectónicos más importantes de la Placa de Nazca. Las flechas blancas de borde negro indican el movimiento relativo de las placas a partir de datos gps REVEL -2000 (Sella et al., 2002). Las letras A, B y C corresponden a tres edades relativas. Nótese que estas áreas ubican sus límites en las zonas de fractura, indicando posiblemente Rift oceánicos i.e. la fractura de Mendaña, las edades van de 0 a 3 Ma. [Chen et al., 2001].



## 2.3 Rasgos tectono-estructurales.

La Orogenia Andina ha hecho posible la generación de estructuras paralelas a la convergencia de la Placa de Nazca y Sudamérica, que caracterizan a la Cordillera de los Andes, por su parte, la Placa de Nazca posee estructuras tectónicas formadas *a priori* y en un contexto independiente con respecto a la Orogenia Andina.

Muchos Autores han estudiado y descrito las estructuras de la Cordillera de los Andes y de la Placa de Nazca (Mégard, 1978; Dalmayrac et al., 1980; Macharé et al., 1986; Tavera, 1998), En la presente investigación nos basamos en la descripción y características más importantes de cada estructura dividiéndola según su lugar de formación, clasificándola en tres principales áreas: 1. Placa sudamericana, 2. Zona de Transición y 3. Placa de Nazca.

### 2.3.1. Estructuras de la Placa Sudamericana.

#### 2.3.1.1 Talud inferior y Medio.

Zona sumergida, que comprende profundidades mayores a 2000m por debajo del nivel del mar, posee menor contenido de sedimentos continentales. Macharé et al. (1986), dividieron el Talud en tres sectores característicos en función de su pendiente y grosor: 1.- Sector Sur comprendido entre Tacna y la Península de Paracas, con un ancho promedio de 100 Km y fuerte pendiente, donde se encuentra un cañón submarino de 700m de profundidad, a 50 Km al SO de Punta Pescadores; 2.- Sector central coincidente con el centro del país, con pendientes moderadas y donde la mayor extensión lateral es del orden de los 150 Km de ancho; 3.- Sector Norte comprendido entre la Península de Illescas y el Golfo de Guayaquil, Semejante al sector Sur presenta fuerte pendiente y menor extensión lateral del orden de los 70 Km de ancho donde se ubica un segundo cañón submarino a continuación de la desembocadura del río Chira (Piura), se encuentra limitado al este por el Umbral de Talud Superior (Upper Slope Ridge: USR).



### **2.3.1.2 Talud Superior.**

Zona que también se encuentra sumergida, su relieve es más regular en relación con el Talud Medio-Inferior, se encuentra ubicada entre los 200m a 2000m de profundidad por debajo del nivel del mar.

### **2.3.1.3 Plataforma Continental.**

Zona comprendida desde la línea de costa hasta una profundidad de 200 m., o donde ocurra un cambio brusco en su pendiente (Teves y Evangelista, 1974). El ancho de la Plataforma Continental varía a lo largo del mar territorial, teniendo frente a las Costas peruanas las siguientes características: en el Norte, entre Tumbes y Bayovar es relativamente angosta con su borde exterior paralelo a la línea de costa y un ancho que varía entre 10 y 40 Km ; en Chiclayo (Pimentel), tiene 100 Km de ancho; en Chimbote, 110 Km ; en la zona centro, a la altura de Lima y Callao, aproximadamente 40 Km ; en el Sur, frente a la Península de Paracas, 19 Km, y entre Nazca y Tacna de 5 a 28 Km

La Plataforma Continental es la sede de cuencas internas (Salaverry, Pisco Este y Moquegua), esta bien desarrollada como tal entre los 7° y los 14°S. Al sur de 16°S, el lugar que corresponde a la plataforma es ocupado por el piedemonte Pacífico (Macharé et al., 1986). La plataforma se encuentra limitada al Este por la zona de Costa, y presenta un basamento que va del Precámbrico al Cretácico que se encuentra rellenada por material sedimentario proveniente del Piedemonte Pacífico que va del Oligoceno al Cuaternario.

### **2.3.1.4 La Cordillera de la Costa (Alto Estructural).**

La Cordillera de la Costa se presenta en segmentos a través de la línea litoral, con una dirección NO-SE, y comprende niveles entre los 900 y 1200m sobre el nivel del mar. Entre la latitud 6° y 14°S se encuentra sumergida y forma el borde externo de la Plataforma Continental denominándose Alto borde de la Plataforma (Outer Shelf High) cartografiado por Thornburg & Kulm (1981). El segmento Sur esta formado por el Macizo de Arequipa ubicado entre los 18° y 14°S. Vuelve a aparecer esporadicamente en el Norte, comprendiendo: las islas Lobos de Afuera y Lobos de Tierra entre los 7° y 5°30'S, los cerros de Illescas en Sechura entre los 5° 50' y 6° 10'S y los cerros Amotapes, en esta zona no se le considera un alto estructural por ser muy intermitente

### **2.3.1.5 Zona de Costa.**

Es una zona estrecha de aproximadamente 40 Km de ancho que se extiende de norte a sur, con un nivel máximo de 700m de altura. Posee un substrato de rocas precámbricas y paleozoicas (Palacios et al, 1995), en la parte superior encontramos formaciones volcánicas submarinas cubiertas por afloramientos marinos cenozoicos que forman terrazas.

### **2.3.1.6 Piedemonte Pacífico.**

El Piedemonte Pacífico o también conocido como depresión Para-andina tiene un ancho de 70 Km y constituye la elongación de cuencas pertenecientes a la Costa, que forma al sur de 14°S un área donde se depositaron durante el Neógeno, los productos de la creación de los Andes (Sébrier et al., 1988). Mantiene una dirección paralela a la línea de Costa y posee un cambio regularmente fuerte en su topografía que se encuentra cortada por cañones de gran profundidad. Entre 6°30'S Y 14°S, esta unidad esta poco expuesta, más al norte le corresponde una cuenca marina de plataforma.

Su substrato es similar al de la Cordillera de la Costa pero, sus depósitos marinos y las rocas volcánicas son mucho más comunes. Su contacto con la Cordillera de la Costa en general no esta fallado. En contraste, en la parte oriental de Piedemonte se encuentra falladas, a menudo con buzamientos hacia el este que los separan de los Altos Andes. El relieve del Piedemonte Pacífico se desarrolló aproximadamente durante el Oligoceno porque sus depósitos sobreyacen a disconformidades volcánicas que están relacionadas al arco magmático Eocénico.

### **2.3.1.7 Cordillera Occidental**

La Cordillera Occidental presenta un ancho de aproximadamente 150 Km y forma una meseta muy extensa con dirección NO-SE, sin embargo algunas estructuras regionales tienden a cambiar su orientación hacia el Oeste cerca de la deflexión de Abancay (13°-14°S) y hacia el NE cerca de la deflexión de Huancabamba (5°S). Presenta una elevación media de 4500m, en el norte del Perú tiene una altura de 4000 m y es el área donde la Cordillera Andina es mas delgada (150 Km). Sobre las partes más altas (5000 a 6000 m)

yace una cadena volcánica muy activa que corresponde al actual arco magmático, que se encuentra entre los 16°S y 26°S (Sur del Perú y Norte de Chile).

### **2.3.1.8 El Altiplano.**

El Altiplano es una cuenca plana, cerrada, muy alta situada a una elevación media de 4000m, se encuentra ligeramente debajo del nivel de las Cordilleras Occidental y Oriental, con un ancho que va de 100 Km en la parte central y de 140 a 200 Km en la zona Sur. y aproximadamente 1500 Km de extensión desde la latitud 10°30'S hasta la puna de Argentina (27°S). De esta manera el Altiplano se restringe para la parte central de los Andes.

Durante todo la era Cenozoica el Altiplano ha sido fuertemente hundido: Los restos resultantes de la erosión de la cordilleras colindantes y las emanaciones volcánicas se han acumulado a través del tiempo en ésta área, yaciendo sobre un substrato principalmente de rocas del Paleozoico inferior. La Meseta Altiplánica esta caracterizada por una serie continental gruesa de depósitos cenozoicos.

Isacks (1988), argumenta que combinando el análisis estructural cenozoico y la historia magmática nos muestra un modelo doble para la formación de la meseta Altiplánica: 1. acortamiento cortical y 2. Engrosamiento del suelo. Un acortamiento distribuido a lo largo de la Placa sudamericana produjo el cabalgamiento del antepaís sobre la meseta, produciendo el engrosamiento de la corteza sin embargo, hay un 30% del engrosamiento total que corresponde a estructuras que aún no han sido reconocidas. La superficie de la meseta fue levantada en una segunda época formando un relieve bajo, drenado internamente y con pequeñas deformaciones en la superficie, finalmente durante el Mioceno se produce el ultimo episodio de engrosamiento asociado a la subducción del Escudo Brasileño. (Gubbels et al, 1993). El autor también sugiere que todo el proceso comenzó hace 25 Ma y terminó alrededor de 10 Ma

Lavenu (1978), distingue 4 principales periodos de deformación tensional, que se produjeron posteriores al acortamiento cortical. El más importante (segundo periodo), definido por una dirección de extensión N-S se produce en el Pleistoceno medio, después de la segunda glaciación; a esta extensión se le considera responsable de la creación de la cuenca del lago Titicaca.

### **2.3.1.9 La Cordillera Oriental.**

La Cordillera Oriental es una meseta alta con alturas promedio de 4500m siendo menos elevada que la Cordillera Occidental. Se extiende de Norte a Sur paralela a la Cordillera Occidental siguiendo una orientación NW-SE; más al Sur soporta un fuerte arqueamiento en dirección E-W en la latitud 14°S conocida como Deflexión de Abancay. Presenta un ancho medio de 100 Km, en la zona norte aparentemente desaparece debido a la deflexión de Huancabamba (5°S) con algunos picos glaciares que están bajo los 6000 m. Durante toda la era Cenozoica tuvo un área de levantamiento donde se formaron pequeñas cuencas intramontanas.

### **2.3.1.10 La Zona Subandina (Piedemonte).**

La zona Subandina corresponde al piedemonte amazónico de los Andes, formado por la acumulación de los restos de la Cordillera Andina. En esta área se amortiguan las estructuras andinas formando una gruesa capa continental de terrenos sedimentarios fuertemente plegados. El Subandino puede ser subdividido en dos zonas: Zona subandina propiamente dicha, de 50 Km de ancho y la cuenca de Antepaís Amazónica. La zona Subandina es un área muy accidentada con elevaciones promedio entre 400 y 1000m que corresponden a plegamientos Cenozoicos y un cinturón de sobreescurrecimientos que han sido deformados en el Mioceno Superior. El Antepaís Amazónico corresponde actualmente a un área de sedimentación. Debido a las desfavorables condiciones del campo la zona subandina se mantiene aún poco conocida.

### **2.3.1.11 Llanura Amazónica.**

Se limita al oeste con el área Subandina, y se encuentra depositada sobre el escudo Brasileño, formando cuencas extensas que presentan un relieve suave. Esta zona está caracterizada por la presencia de grandes ríos y numerosos lagos y lagunas. Situada entre los 80 y 400m de altura, recibe precipitaciones muy abundantes que provocan el desborde de ríos que producen la remoción de abundante material cuaternario. Esta por ser un área recubierta de abundante vegetación, no exhibe grandes afloramientos rocosos para su investigación, de ahí que la geología de la zona está basada en información del

subsuelo generada por empresas petroleras, que actualmente desarrollan exploraciones de carácter científico y productivo (gas y petróleo).

### **2.3.2 Zona de transición: Océano – Continente.**

#### **2.3.2.1 Fosa Perú-Chile.**

Esta margen activa corresponde al borde occidental de la Placa sudamericana que se encuentra en contacto con la Placa de Nazca, formando la Fosa Perú-Chile, el cual es un rasgo típico de zonas de convergencia de placas por procesos de subducción. Macharé et al. (1986), desarrollaron un estudio de la margen continental peruana, realizando una descripción estructural de la misma, en un corte transversal de Oeste a Este presenta una ladera oceánica, una pequeña planicie de profundidad máxima por cuyo centro pasa el eje de la fosa, y una ladera continental ligeramente más empinada que la primera. Las variaciones de profundidad están asociadas al volumen de sedimentos que rellenan la fosa y a la presencia de una estructura transversal conocida como la Dorsal de Nazca (Teves & Evangelista, 1974).

La fosa tiene profundidades variables, que van de 4000m en el Golfo de Guayaquil, donde los principales ríos de la Cuenca del Pacífico favorecen el suministro de sedimentos y por lo tanto disminuyen la profundidad de la misma. Más al sur frente a la Costa peruana, alcanza niveles de 6000m en la zona Norte y en el Sur del Perú (Heras, 2002), disminuyendo su profundidad en el centro a 4900m, frente Dorsal de Nazca (15°S) la cual subduce junto con la Placa Nazca, debajo de la Placa Sudamericana. Su distancia con relación a la línea de Costa en la región norte es de 80 Km, en la región central varía entre 60 km y 150 km, y en la región sur es de 120 km

### **2.3.3 Estructuras de la Placa de Nazca.**

La Placa de Nazca frente al Perú presenta una serie de estructuras lineares, producto de su evolución cercana a las zonas de expansión oceánica. A diferencia de la Placa Sudamericana, la Placa de Nazca no presenta estas estructuras tectónicas paralelas a la convergencia de Placas. La subducción de estas estructuras parece modificar localmente las características de la sismicidad.

### 2.3.3.1 La Dorsal de Nazca.

La Dorsal de Nazca es una cordillera montañosa sumergida que se ubica frente al departamento de Ica ( $14^{\circ}\text{S} - 16^{\circ}\text{S}$ ). Tiene una orientación NE-SW, perpendicular a la línea de Fosa. Se ha calculado que debido a la dirección de convergencia, esta Dorsal tiene un movimiento de “barrido” de norte a sur respecto a la Costa a una velocidad de 72 Km/Ma (Hampel, 2002; Macharé & Ortlieb, 1992). Posee un ancho de 200 Km, el cual disminuye hacia el SW, tiene una altura promedio de 2000m sobre la superficie oceánica, con una longitud de 1100 Km aproximadamente. La Dorsal es asimétrica debido a los procesos geodinámicos que ocurren en esta. Está compuesta de rocas volcánicas, presenta una caldera de 4 Km en la cresta, cubierta por una capa sedimentaria, de 300 a 400 m que disminuye a unas decenas de metros en la zona donde se subduce bajo el continente (Hampel, et al., 2004). Se estima que la Dorsal de Nazca tiene una edad promedio de 5 a 10 Ma (Marocco, 1980), estudios posteriores consideran la hipótesis de que la Dorsal debe su origen a una antigua zona de creación de corteza (Sébrier et al., 1988).

### 2.3.3.2 Fractura de Mendaña (MFZ)

La Fractura de Mendaña es una de las características tectónicas más importantes de la Placa de Nazca frente a la línea de Costa Peruana, posee una longitud de aproximadamente 1100 Km, extendiéndose entre las coordenadas  $17^{\circ}15'\text{S}-99^{\circ}\text{O}$  a  $11^{\circ}\text{S} - 82^{\circ}$ , con una dirección NW, perpendicular a la Fosa y una altura media de 1000m sobre el sobre la corteza oceánica (Bernal, 2002). Esta fractura está caracterizada por ser una zona anómala, determinada por estudios gravimétricos y magnéticos (Yamako & Uyeda, 1990), que determinaron la edad de la Placa de Nazca, mostrando que la fractura de Mendaña es el límite Norte de las edades de la Placa Oceánica. Un estudio realizado por Yeats & Heath (1976) sobre perforaciones de sedimento marino, observaron que una porción frontal de la Fractura se formó en un periodo temprano, con una tendencia extensional hacia el NE.

### **2.3.3.3 Fractura de Nazca (MFZ).**

Es una Zona de Fractura que se ubica frente al departamento de Arequipa. Junto con la Fractura de Mendaña, forman la característica batimétrica más notable después de la Dorsal de Nazca. Ambas fracturas poseen lineamientos paralelos con una dirección NW, perpendicular a la Fosa. Se encuentra a 250 Km de la Dorsal de Nazca en su punto más Oeste, cercano a la línea de fosa y a 25 Km en su punto más cercano, alcanza 700m sobre el nivel de la corteza oceánica con profundidades de 300 m. (Robinson et al., 2006) La Dorsal y la Fractura están separadas por un área escarpada hacia el SW.

### **2.3.3.4 Fractura Virú.**

Es uno de los rasgos geomorfológicos mas importantes de la Placa de Nazca, se ubica de forma paralela 110 Km al norte de la fractura de Mendaña, Es una falla de tipo inversa con una orientación de N15°E (Kranbenoft et al., 2004). La *depresión de Trujillo* une la fractura Virú con la fosa peruana (Huchon & Burgois, 1999).

### **2.3.3.5 Depresión Submarina de Trujillo.**

Caracterizado por poseer una superficie bastante accidentada y áspera, es una estructura tipo graben con un ancho de 5 Km y 500 m del punto más alto al más bajo. Estudios de refracción sísmica (Heinbockel et al., 2003) muestran como la estructura se extiende hasta la corteza ígnea de piso oceánico. Tiene una extensión de 270 Km de longitud, y entra en subducción a la altura de la coordenada 7.5°S, junto con la fractura Virú presenta un movimiento de falla sinestral. (Huchon & Burgois, 1999). De acuerdo a estas observaciones la depresión de Trujillo podría estar relacionada a la Fractura de Mendaña en el sur.

### **2.3.3.6 Dorsal de Sarmiento y Dorsal de Alvarado.**

Son Dorsales volcánicas que se encuentran en el norte del Perú frente a las costas de Piura. Ambas Dorsales son paralelas entre sí, y tienen de 1 a 2 Km de alto y 400 Km de longitud, con una orientación NE. Se encuentran 150 y 250 Km respectivamente al SE de la Fractura de Grijalva. Nuevas evidencias sugieren que son el resultado de una erupción

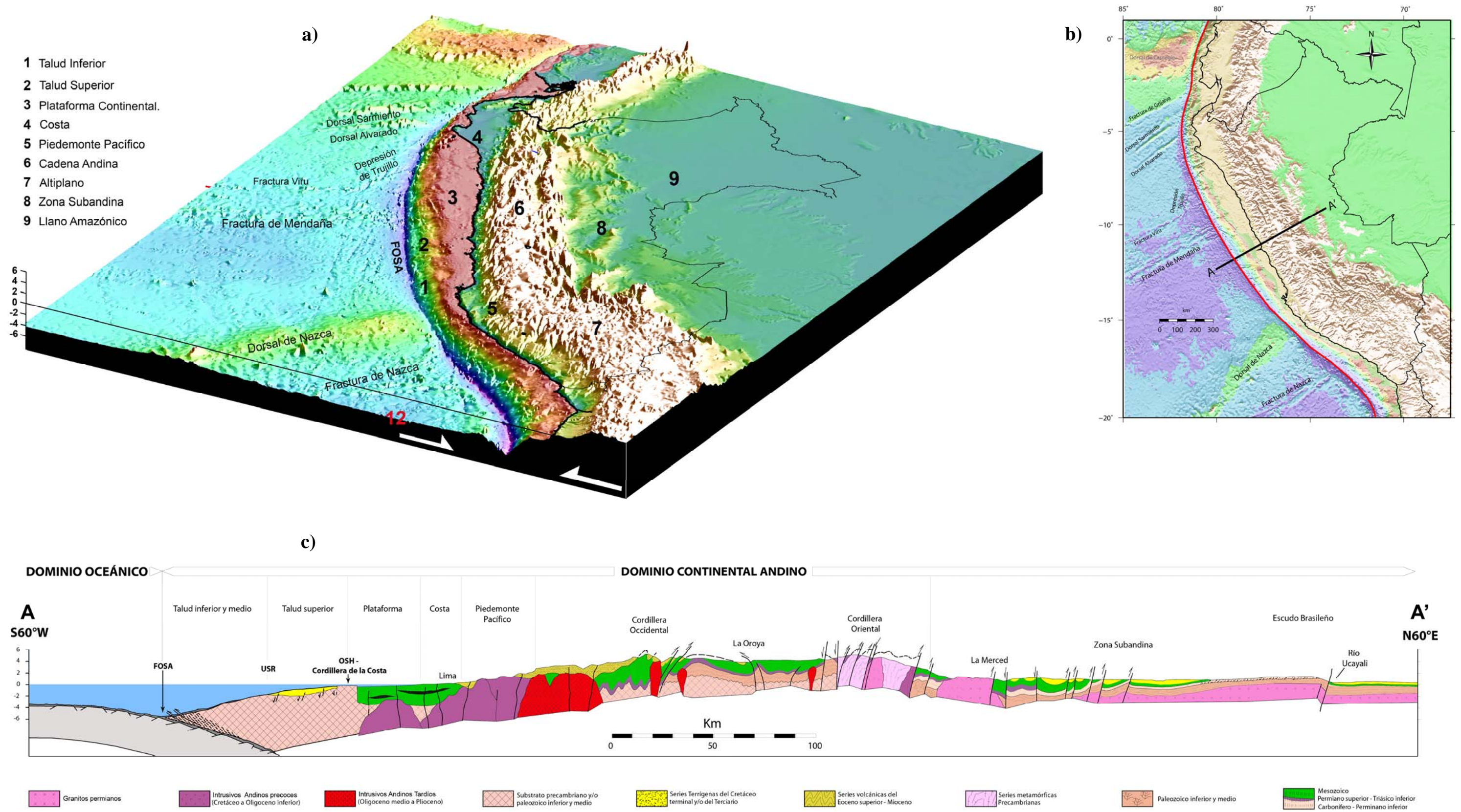
fisural durante el proceso de ruptura de la Placa Farallón hace 24 Ma (Castillo & Lonsdale, 2004). El material de las lavas está constituido de basalto toleíticos a alcalinos.

## **2.4. Arco volcánico relacionado al magmatismo.**

La geometría de la subducción define las zonas de vulcanismos activos, desarrolladas entre el sur de Perú y el norte de Chile en los Andes Centrales (16°S a 26°S) a lo largo de la Cordillera Occidental que bordean el Altiplano. Estos volcanes están caracterizados por su tipo de erupción y su gruesa corteza, en algunos lugares alcanza hasta 70 km de grosor y registra diferentes grados de temperatura. Los estratos-volcanes constituidos de andesitas y lavas dacíticas son las más dominantes, así como los volúmenes de ignimbritas dacíticas en el Mesozoico superior (Ramos, 1999), Stern (1991), analizó la subducción de sedimentos terrígenos y oceánicos hacia la zona astenosférica, así como el material proveniente de la erosión por el proceso de subducción, concluyendo que estos podrían contribuir el proceso de diferenciación magmática presente

Chen et al., (2001) concluyeron que no hay vulcanismo en las zonas donde el buzamiento del *slab* es poco profundo, de esta manera confirmaron los resultados de Cahill & Isacks (1992). También observaron que en la relación Presión - Temperatura, a lo largo de la zona de subducción de bajo ángulo (norte y centro del Perú) es muy diferente de las zonas de subducción profundas (sur del Perú), y que el agua liberada de las zonas de bajo ángulo no alcanzan la zona del manto donde la temperatura produce la fusión, debido a que la reacción por deshidratación se da a grandes profundidades por lo tanto, la distribución y tipo de actividad volcánica a través de los bordes de las placas convergentes está en función del buzamiento del *slab* descendente.





**Figura 2.5** Mapa Tectono-estructural del Perú. **a)** Visualización en 3D de los Andes Peruanos, los datos de la batimetría y topografía fueron obtenidos de Smith & Sandwell (1997), y computados en el software GMT- Generic Mapping Tools (Wessel & Smith, 1988). **b)** Mapa tectono-estructural, vista de planta. **c)** Perfil Geológico, según (b). La sección corresponde al perfil de Lima mostrando las principales características geológicas (modificado de Mégard, 1978)

## 2.5. Neotectónica, deformación y acortamiento orogénico.

Por ser un cinturón orogénico, los Andes registran un proceso neotectónico muy activo a lo largo de su frente. A lo largo de los Andes Peruanos, hay contraste de neotectónica activa en el segmento *flat slab* con contracciones y fallas inversas en comparación con fallas activas normales en la parte norte del Altiplano (Sébrier et al., 1985). Más al sur del Altiplano encontramos fallas activas que son predominantes del tipo normal (Allmendinger et al., 1997).

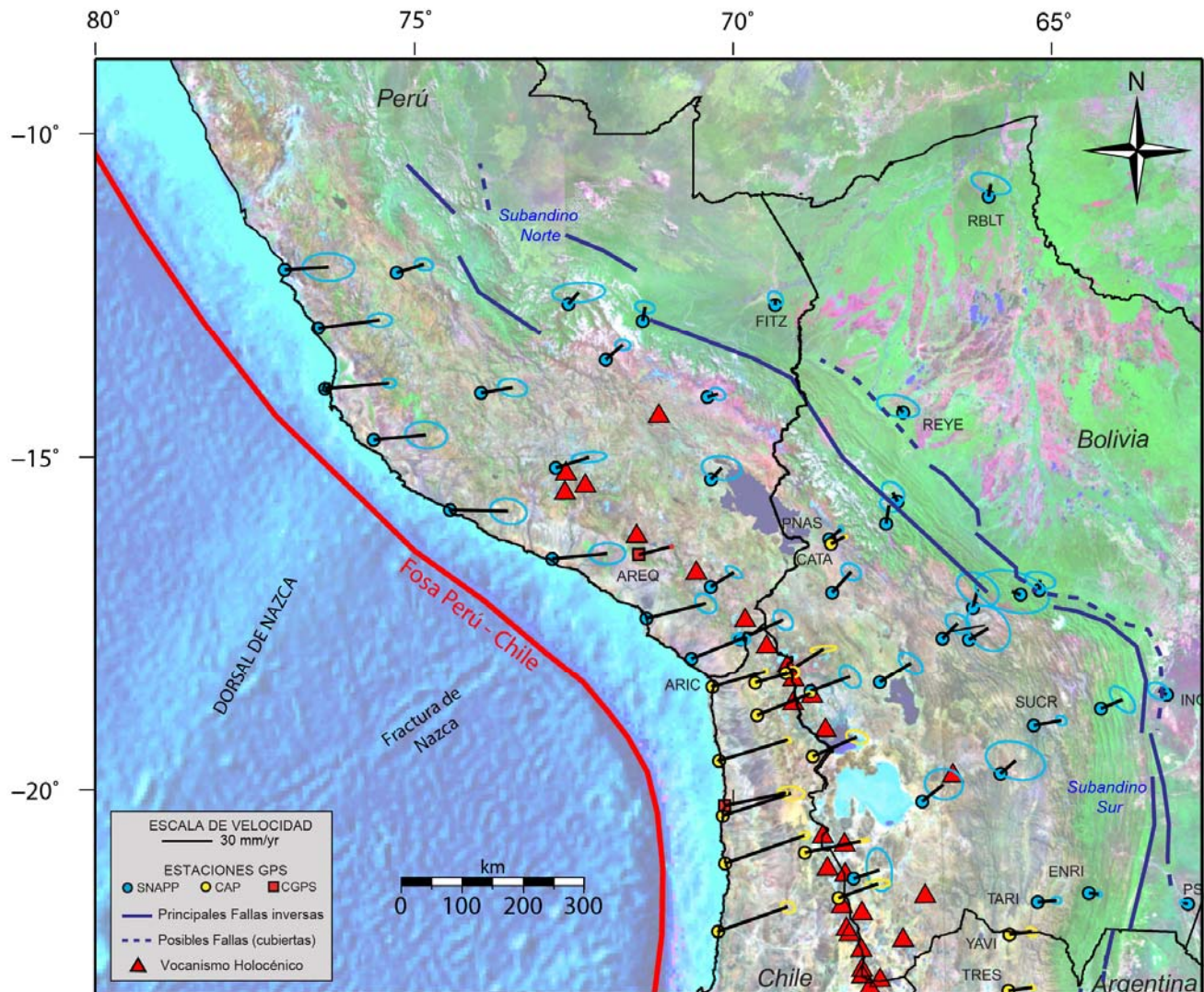
Las velocidades GPS en los Andes reflejan acortamiento cortical instantáneo (a corto plazo: años). Nuevos datos GPS (Norabuena et al., 1998; Kendrick et al., 2001) (Fig.2.6), registran velocidades con un promedio de 35 *mm/año* en los Andes del centro y sur del Perú, disminuyendo estas velocidades en la zona Subandina evidenciando una mayor concentración de acortamiento. (Husson & Ricard, 2004). La deformación a largo plazo, proveniente de datos geológicos nos indican velocidades de 10 a 15 *mm/año*. Entonces, porque los datos GPS son mayores que los datos geológicos?. Porque la deformación medida a partir de datos GPS hace que la corteza se comporte elásticamente, que se liberará en futuros terremotos. En cambio las velocidades geológicas solo indican una deformación permanente donde la corteza posee un comportamiento viscoso, es decir a corta escala los esfuerzos gravitacionales son insignificantes, por lo tanto la deformación cortical es controlada por los esfuerzos que actúan sobre el borde de placas, esto explica las velocidades uniformes a lo largo de los Andes, pero a escala de tiempo geológico la deformación viscosa se vuelve predominante.

El levantamiento de los Andes del Perú cuya velocidad media de levantamiento mínimo es evaluada en 0.15 *mm/año* (Sébrier et al., 1980), ocurrió mayormente en el Neógeno, ya que la incisión de los valles costeros habría alcanzado su nivel presente a los 6 Ma. En el lado pacífico del sur Peruano, Sébrier et al., (1979) distinguen tres zonas paleotopográficas aplanadas y encajonadas que consideran respectivamente del Mioceno inferior, Mioceno medio y Plioceno superior. El encajonamiento de estas superficies se explica por periodos de levantamiento que se inician por predominio tectónico compresivo.

En el noroeste de Perú, Sébrier (1978) describe que las últimas deformaciones observables de edad cuaternaria media, son de tipo compresivo, en el Perú central, Soulas (1978), pone en evidencia, durante el Cuaternario, una dirección de acortamiento NW-SE en la zona



Cordillerana y fallas normales en la región Costera. Sin embargo, el análisis microtectónico de la falla activa de Huaytapallana realizada por Phillip & Mégard (1977), proporciona una dirección de acortamiento E-W. Por su parte, el dominio cordillerano se caracteriza por movimientos tectónicos ya sea compresionales con una dirección de acortamiento NW-SE, o extensionales con una dirección de extensión N-S.



**Figura 2.6** Velocidades de desplazamiento medidas con GPS, los datos fueron tomados de Kendrick et al. (2001), previos al sismo de Arequipa (23/06/2001). Los datos muestran como el sur del Perú sufre una mayor deformación.

## CAPÍTULO III

# *Recopilación de datos.*

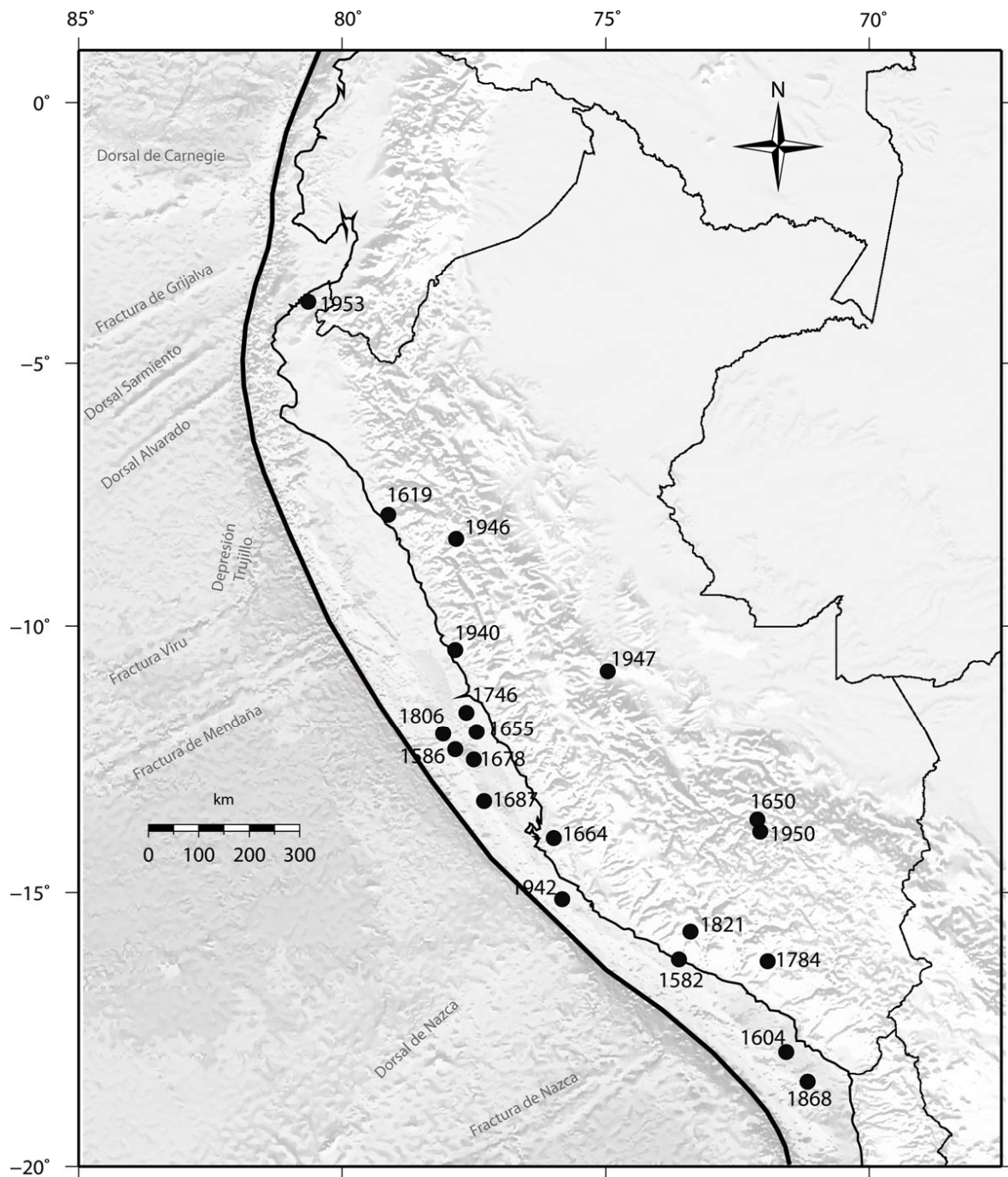
### 3.1 Sismicidad histórica e instrumental.

En la presente investigación, se utilizaron 4 catálogos sísmicos:

1. El catálogo local del Instituto Geofísico del Perú (IGP).
2. La base de datos Engdahl & Villaseñor (2002) que fue utilizado aquí para relocalizar los sismos del IGP.
3. El catálogo de datos telesísmicos proporcionado por la *National Earthquake Information Center (USGS)* y,
4. La base de datos de la red temporal implementada por F. Grange (1984).

#### 3.1.1 Sismicidad Histórica.

Las más importantes descripciones de la historia sísmica en el Perú la desarrollaron Silgado (1978) y Dorbath et al. (1990B), esta sismicidad histórica en el Perú se encuentra recopilada y catalogada desde el siglo XVI hasta el Siglo XIX, durante éste periodo los datos fueron catalogados en crónicas, narraciones e informes por parte de los cronistas y gobernantes de la época, desarrollando sólo una descripción visual de los eventos y sus daños posteriores, dichas descripciones no representan datos adecuados, por no contar con los parámetros sísmicos más importantes, además se obviaron los eventos que se produjeron en ciudades remotas en la zona de los Altos Andes y la franja subandina, de ahí que no se tienen datos de esas zonas (Figura 3.1, Tabla 1)



**Figura 3.1** Distribución de la actividad sísmica histórica en el Perú desde 1513 a 1959 según Silgado (1978). Para un mejor detalle ver Tabla 3.1

<b>Fecha</b>	<b>Latitud</b>	<b>Longitud</b>	<b>Magnitud</b>	<b>Intensidad</b>	<b>Características</b>
22/01/1582	-16,6	-71,6	7,5	X	La ciudad de Arequipa quedó en ruinas. Cayeron 300 casas y perecieron más de 35 personas
09/07/1586	-12,1	-77	7,7	IX	Los principales edificios de la ciudad de Lima se vinieron al suelo. Perecieron más de 22 personas.
24/11/1604	-17,8	-70,9	7	IX	Las ciudades de Arequipa, Ica, Moquegua, Tacna y Arica quedaron en ruinas, perecieron más de 23 personas
14/02/1619	-7,9	-79	7,7	IX	La ciudad de Trujillo quedó en ruinas, perecieron 350 personas
31/03/1650	-13,5	-71,7	7,2	X	En la ciudad del Cuzco cayeron templos y edificios. Se observó agrietamientos en el terreno
13/11/1655	-12,3	-77,6	7,7	IX	El sismo derribó muchas casas y edificios en Lima
12/05/1664	-14	-76,8	7,8	X	La ciudad de Ica quedó destruida y perecieron más de 300 personas
16/06/1678	-12,3	-77,8	7,7	IX	Muchas edificaciones de Lima quedaron en ruinas. En Lima, Callao y Chancay se contabilizó 10 muertos.
20/09/1687	-13	-77,5	8,2	IX	Lima fué destruida por 2 sismos. El primero sacudió y desarticuló los edificios y el segundo los acabo de destruir.
20/10/1746	-11,9	-77,2	8,4	X	Lima quedó en ruinas. Un Tsunami terminó por destruir el Callao. Perecieron 1141 personas.
13/05/1784	-16,5	-72	7,8	X	La Ciudad de Arequipa sufrió la ruina de edificios y viviendas. Perecieron 54 personas.
10/07/1821	-16	-72,9	7,9	VIII	El sismo ocasionó grandes daños en la ciudad de Arequipa donde perecieron 162 personas.
13/08/1868	-18,3	-70,6	8,6	X	Destrucción de Arequipa, Tacna, Moquegua, Arica e Iquique. El Tsunami originado ocasionó olas de 16m de altura.
24/05/1940	-11,2	-77,7	6,6	VIII	Ruina parcial de la ciudad de Lima. Importantes pérdidas económicas. Perecieron 179 personas y 3500 heridos.
24/08/1942	-15,5	-74,7	6,7	IX	Se destruyó los alrededores de Ica y Arequipa. Se produjo un Tsunami con olas de 3m de altura, ocasionando 25 heridos.
10/11/1946	-8,4	-77,8	6,9	X	Ruina parcial en los alrededores de Ancash. Perecieron 1396 personas a pesar de la escasa densidad de la población.
01/11/1947	-11,2	-75	6,2	IX	Sismo que afectó la zona central del Perú. En Satipo y alrededores se contabilizó 200 muertos.
21/05/1950	-14,4	-72,1	5,6	VII	La ciudad del Cuzco sufrió daños en un 50% de su infraestructura. Perecieron 120 personas y hubo 275 heridos.
12/12/1953	-3,8	-80,5	6,7	VIII	Sismo que afectó seriamente la ciudad de Tumbes (7 muertos).

**Tabla 3.1** Relación de los sismos de mayor intensidad ocurridos en el Perú. Donde la intensidad corresponde a la escala Modificada de Mercalli (Modificado de Bernal, 2002).

### 3.1.2. Sismicidad Instrumental.

La información sismológica instrumental del Perú se encuentra recopilada en dos catálogos importantes: El catálogo sísmico del Instituto Geofísico del Perú (Principal catálogo utilizado en este estudio), provenientes de la Red Sísmica Nacional donde se ha desarrollado una recopilación, análisis y evaluación de la distribución en superficie y profundidad de la sismicidad. El segundo catálogo, es la base de datos sísmica del Proyecto SISRA (Sismicidad de la Región Andina, 1985), que tiene eventos desde el año 1900. Este catálogo fue actualizado hasta 1990, con datos verificados por el ISC (*International Seismological Center*). El catalogo SISRA no es utilizado en nuestro estudio, pero es importante mencionarlo como una fuente de información referencial.

En este estudio utilizamos la base de datos local del IGP que, posterior a su obtención, mejoramos la ubicación de los principales eventos con las relocalizaciones desarrolladas por Engdahl & Villaseñor (2002). Al catálogo IGP se le comparó con los datos telesísmicos del NEIC, provenientes de la *Global Sismograph Network* y el catálogo temporales implementada por F. Grange (1984).

#### 3.1.2.1 La Red Sísmica Nacional. (RSN).

El objetivo primordial de la Red Sísmica Nacional es monitorear la sismicidad en el Perú y zonas adyacentes (Figura 3.2). Ésta red consta de 31 estaciones que se encuentran en casi todo el territorio peruano (Figura 3.2). De estas estaciones, 20 están equipadas con sismómetros de periodo corto (PC) de tres y una componente y las 11 restantes, con sismómetros de banda ancha (BA) del tipo Reftek. Asimismo, integran la RSN, una estación de periodo largo de tres componentes instalada en Ñaña (Lima) y 7 estaciones acelerográficas (AC) instaladas en el Complejo Hidrológico del Mantaro (CHM), en la sede central del IGP y en las universidades de Trujillo y La Católica en Lima. En el caso de los sismómetros de SP, las señales sísmicas son tratadas analógicamente y transmitidas por radio en tiempo real a la sede central del Instituto Geofísico del Perú en Lima (IGP) y en donde son registrados en formato digital usando un convertidor analógico/digital (Bernal, 2002).

La señal de las estaciones de tipo Reftek es almacenada en las unidades de campo y otras transferidas a la sede central mediante interrogación por línea telefónica. Los sismómetros

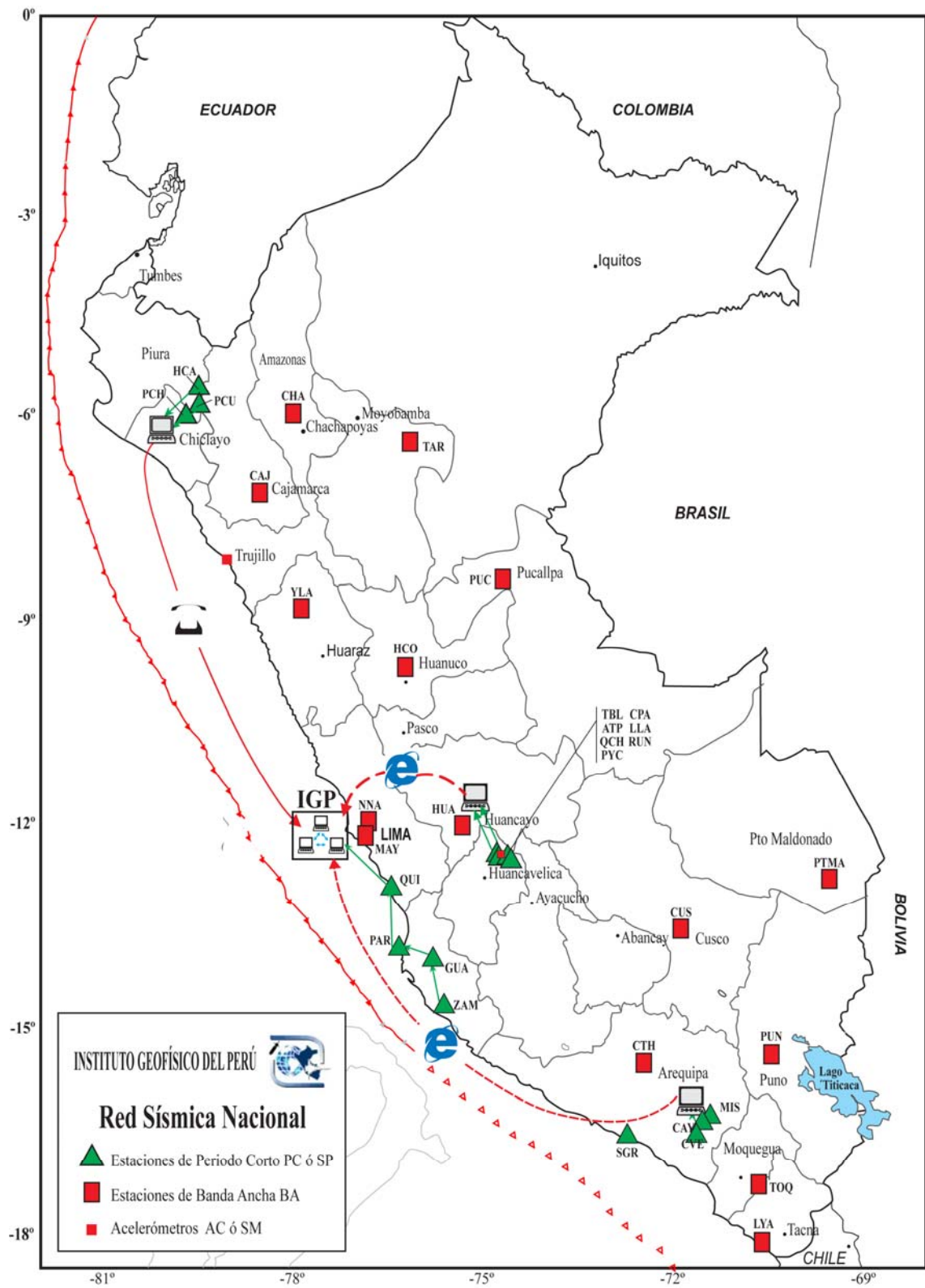


PC permiten registrar altas frecuencias, característico de sismos estrictamente locales. Los sismómetros de Banda Ancha tienen rangos de frecuencia entre 0.03 a 50 y 100Hz. La principal ventaja de estos instrumentos es que presentan una banda grande de frecuencias. Los sismómetros de periodo largo, registran frecuencias bajas del orden de 0.066 a 0.033 Hz, siendo utilizados principalmente para la detección y registro de ondas superficiales. Finalmente, los acelerómetros (SM) registran frecuencias altas originadas por sismos de considerable magnitud dependiendo del rango de profundidad. La sensibilidad de estos instrumentos ha sido ajustada a 0.5 y 0.25g.

Actualmente, la transmisión de la data de la RSN se realiza de dos modos: Por telemetría, permitiendo tener los datos en tiempo real. Esta información es utilizada para el procesado rápido de sismos sensibles. El sistema de adquisición y procesamiento de datos ACQ-Sismap, ha sido implementado recientemente con una serie de algoritmos que han permitido brindar mayor rapidez y dinamismo a los procedimientos que se siguen para localizar los sismos. La transmisión de datos por acceso remoto se realiza mediante interrogación por línea telefónica, siendo este procedimiento realizado únicamente cuando el sismo ha sido sentido al menos con intensidad III en MM (Mercalli Modificada). En general, la información sísmica es almacenada en formatos compatibles para su rápido acceso para futuros análisis o trabajos de investigación. Esta información es utilizada en la edición mensual de boletines internos de los sismos sensibles. De todas las estaciones que integran la RSN, la de CAJ (Cajamarca) con una nueva infraestructura y sistema operativo, será incorporada próximamente a la red sísmica del CTBTO (Comprehensive Nuclear Test-Ban Treaty). Así mismo, algunas estaciones conforman redes locales para el monitoreo de la actividad microsísmica de algún proyecto como la Red Sísmica Telemétrica de Tablachaca (estaciones TBL, ATP, QCH, WAL, QCO, RUN) o la asociada a una posible reactivación del volcán Misti en Arequipa (estación MIS). Los errores más frecuentes en los parámetros del catálogo de la RSN son ocasionados por problemas de compilación de información o de la manera como se determinan los diferentes parámetros, entre los cuales encontramos:

1. Cambios en los parámetros reportados en un evento sísmico.
2. Remoción o adición de estaciones sismográficas.
3. Inclusión o eliminación de la información de las redes locales.



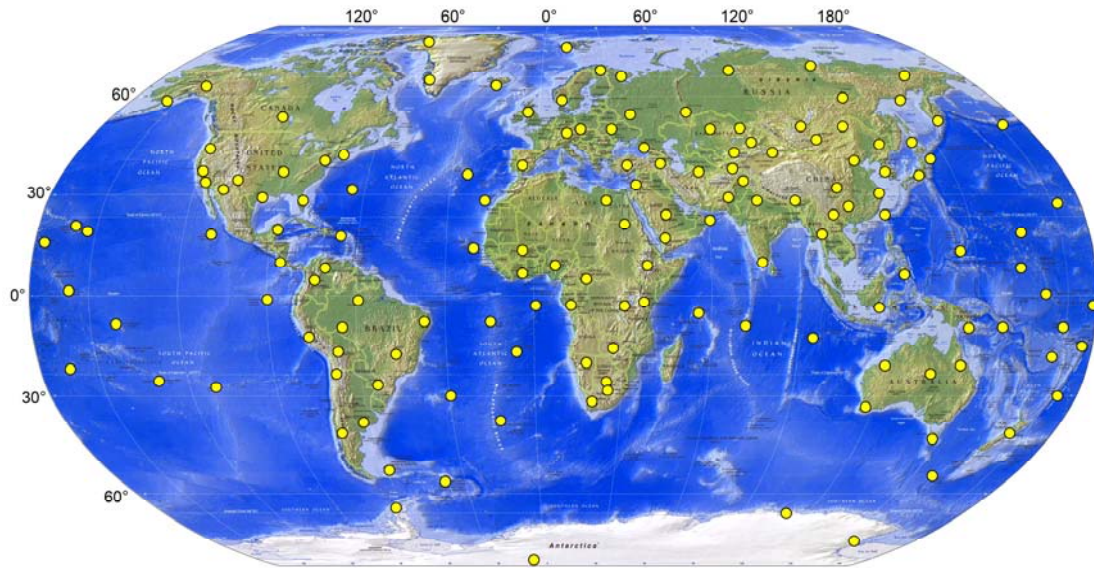


**Figura 3.2** Mapa de distribución de las estaciones sísmográficas de la Red Sísmica Nacional. (Cortesía Ing. Elard Cutida - IGP).

### 3.1.2.2 Red Sismográfica Global (*Global Sismograph Network*)

La Red Sismográfica Global (GSN) fue instalada en 1965 y es mantenida en cooperación con el *Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS)*, el *Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS)*, y la *National Science Foundation (NSF)*. En principio el tiempo de funcionamiento se planteó para 30 años, pero al demostrar la gran importancia de los datos sísmicos, se han renovado actualmente las estaciones, y se presume que debe operar indefinidamente. Los principales responsables de su manejo y mantenimiento son el Laboratorio Sismológico de la USGS en Albuquerque (New Mexico, USA) y la Universidad de California (San Diego - USA).

La Red Sismográfica Global (Figura 3.3) está diseñada para obtener información de alta calidad en forma digital que puede ser rápidamente obtenida a través de la Internet. Esta red cuenta con un total de 128 estaciones localizadas en más de 80 países en todos los continentes. El centro de información sismológica se ubica en la ciudad de Golden, Colorado (USA), aquí los investigadores analizan la información obtenida para determinar la localización y magnitud de eventos sísmicos importantes producidos en cualquier lugar de la tierra. Los parámetros sísmicos más importantes como profundidad y tipo de terremoto son determinadas en el laboratorio en aproximadamente 1 hora desde que se reciben las señales de las primeras estaciones. Estos modelos sísmicos se desarrollan con gran velocidad debido a la gran demanda de científicos y gobiernos de diferentes países que desean disponer una información rápida para poder evaluar las emergencias y desastres en zonas pobladas, cabe destacar que muchas de las estaciones de la GSN no solo investigan terremotos, sino también forman parte del monitoreo de Tsunamis, erupciones volcánicas y explosiones nucleares alrededor del mundo. Los investigadores usan los datos de la GSN para analizar y construir modelos tridimensionales del interior de la tierra, estos modelos son usados para localizar con mucha precisión los parámetros sísmicos de los terremotos más grandes ( $>6.5$  Mw).



**Figura 3.3.** Mapa de distribución de las estaciones receptoras de la *Global Sismograph Network*

## 3.2. Datos sísmicos usados

### 3.2.1 Catálogo local permanente: Instituto Geofísico del Perú (IGP)

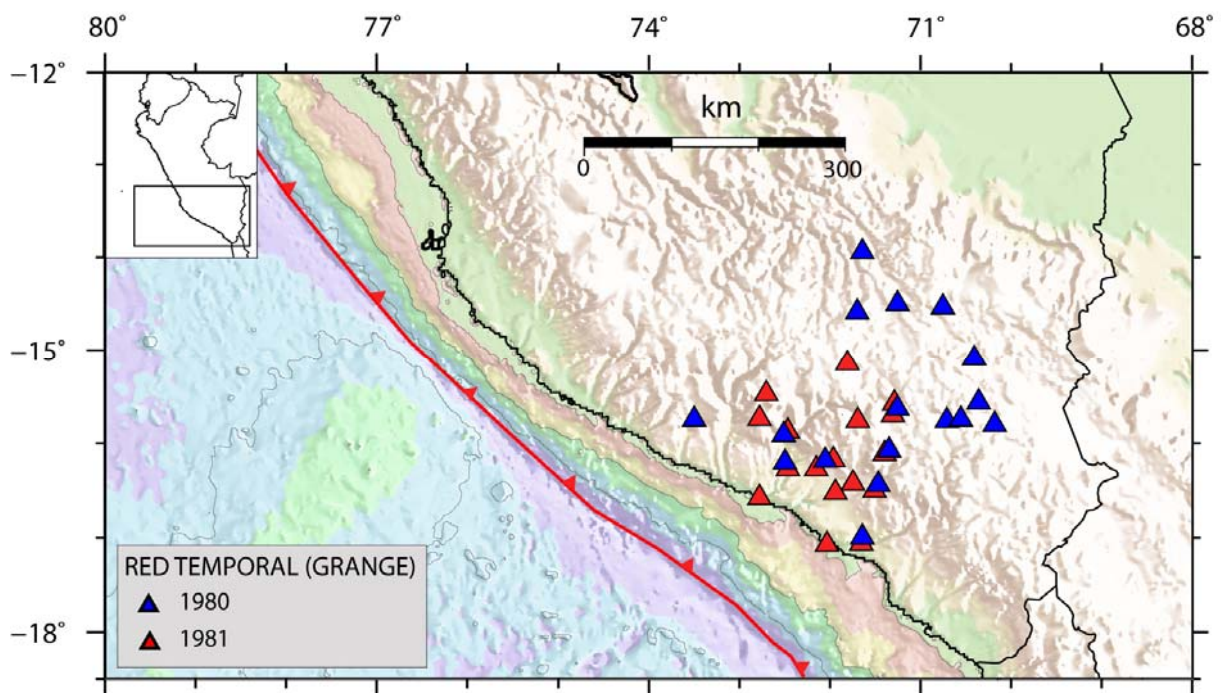
La base de datos IGP fue tomada de la Red Sísmica Nacional para el periodo 1982 – 2005 y que se encuentra actualizada al 2007. Nosotros evaluamos los datos y agregamos las correcciones que desarrollaron Engdahl & Villaseñor (2002). Los autores relocizaron los parámetros de magnitud y profundidad utilizando las fases sísmicas P y S (Telesísmicos y Regionales), así como fases PKiKP y PKP<sub>df</sub>, ellos consideraron que la profundidad del sismo es el parámetro peor determinado y usaron las fases de profundidad pP, pwP y sP a fin de ajustar éste parámetro.

Finalmente la base de datos IGP-Engdahl está constituido por un total de 34088 eventos sísmicos, con un rango de magnitudes que van de 1 a 7.7  $M_L$  (magnitud local)

Como nuestro estudio se enfoca en la periodo de acumulación y deformación del esfuerzos tectónicos dentro ciclo sísmico (Periodo intersísmico), por lo tanto se han excluido los sismos de foco profundo (>350 Km), ya que esta actividad sísmica muy profunda esta relacionada a cambios de fase como detallaremos mas adelante.

### 3.2.2 Catálogo local temporal: 1980 - 1981 (F. Grange).

F. Grange (1984) realizó un estudio muy confiable de la microsismicidad del Sur del Perú, implementando una red temporal muy densa (~43 estaciones locales) para el periodo 1980 - 1981 (figura 3.4), localizando un total de 888 eventos de profundidades superficiales e intermedias (<300 Km), para mostrar de una manera clara y precisa la actividad sísmica entre las coordenadas 13°30'S y 17°30'S, ya que las variaciones en la geometría de esta zona representan discontinuidades o contorsiones del *slab* subducido. En la presente tesis, utilizaremos estos datos solamente como referencia para el análisis de la subducción en el Sur del Perú, ya que presenta una densidad mucho mayor con respecto a los otros catálogos (IGP, NEIC).



**Figura 3.4.** Mapa de distribución de las estaciones temporales (Grange, 1984). Los triángulos rojos corresponden a estaciones colocadas en el año 1980 y los azules corresponden a estaciones colocadas en el año 1981.

### **Catálogo Telesísmico: National Earthquake Information Center (NEIC).**

Se tomó el catálogo NEIC para el periodo 1973 – 2006 recopilada por la Red Sismográfica Global, que cuenta con 6591 eventos sísmicos con magnitudes entre 3 y 8.4 Mw con profundidades superficiales e intermedias (<300 Km ), el cual está actualmente disponible a través de la Internet (<http://neic.usgs.gov/neis/epic/>).

El catalogo NEIC se utilizó sólo como referencia regional, para desarrollar un estudio comparativo de ambos catálogos (IGP y NEIC) para poder demostrar sus principales cualidades y deficiencias, así mismo para el reconocimiento de algún tipo de comportamiento anómalo de la actividad sísmica y sus parámetros.

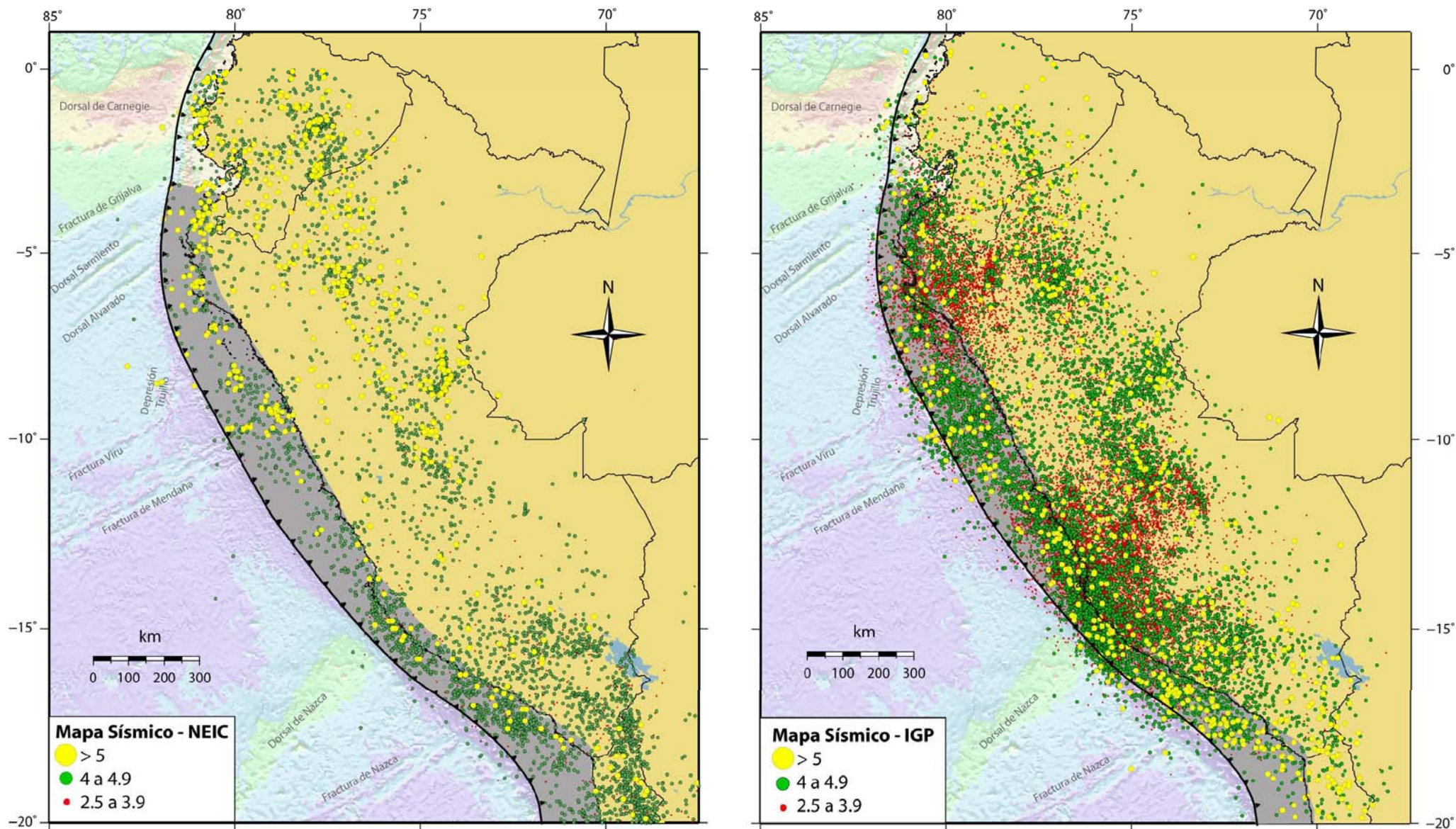
### **3.3 Datos topográficos.**

El conocimiento de la batimetría (topografía del fondo oceánico) y de la topografía es esencial para el entendimiento de la geología, ya que nos puede describir de una manera muy precisa elevaciones, cadenas de montañas, placas oceánicas, zonas de fractura, fosas y otras estructuras geológicas asociadas con vulcanismo intraplaca y procesos de bordes de placa así como subsidencia de la litosfera oceánica.

En la presente investigación, obtuvimos los datos topográficos modelados por Smith & Sandwell (1997). Los autores recopilaron datos de altimetría satelital y sondeos submarino, y generaron un modelo de la topografía. A continuación describiremos el proceso de adquisición y tratamiento de datos desarrollado por los autores:

Para el cartografiado de suelo marino, embarcaciones especializadas con equipos sonares toman medidas de profundidad, éstos equipos emiten señales que son reflejadas sobre la superficie submarina para luego obtener el tiempo de reflectancia y medir el espacio hallando las curvas isobatimétricas. Este tipo de trabajos se viene desarrollando desde la década de los 50's pero lamentablemente fueron clasificados como secretos militares o permanecieron como propiedad privada por razones políticas o económicas.





**Figura 3.5.** Mapa sísmico del Perú mostrando los principales catálogos utilizados antes de la depuración de eventos (Modificado de Uribe et al, 2007). **a)** Catálogo telesísmico de la *National Earthquake Information Center (USGS)*, obtiene sus datos de la *Global Seismological Network*, para un periodo de 1973 - 2006, las magnitudes están dadas en  $M_w$ . La baja población de eventos ( $>5 m_w$  se debe a que es una red global y solo capta los parámetros sísmicos de eventos mayores **b)** Catálogo del Instituto Geofísico del Perú, obtenidos a través de la Red Sismográfica Nacional, para el periodo 1982 - 2005. La banda gris en el mapa representa la zona bloqueada por la convergencia de placas (Tavera & Bernal, 2005).

Los últimos trabajos desarrollados en la década de los 70's y los 80's nos dan muy buenas cartas batimétricas de suelos oceánicos y de la topografía en general, estudios recientes nos permiten poder contar con información de tipo global gracias a la cooperación internacional, que demuestra que el conocimiento debe ser universal. A su vez el satélite registra las variaciones topográficas y batimétricas a partir de datos gravimétricos del piso oceánico, de esta manera los datos pueden ser usados para inferir algunos aspectos de las profundidades oceánicas.

Para la estimación de la topografía a partir de la gravedad se utilizó el satélite GEOSAT, el cual fue lanzado en marzo de 1985, con una duración prevista de más de 3 años, con un periodo de repetición en la órbita terrestre de 17 días.

Este satélite capta la superficie del océano como una superficie equipotencial del campo gravitatorio terrestre (ignorando olas, viento, marea). Esta superficie equipotencial es una esfera. Sin embargo, por causa de la rotación de la tierra la superficie equipotencial se ajusta mejor a un elipsoide, cuyo diámetro polar es 43 Km menor que su diámetro Ecuatorial. Si bien el elipsoide se ajusta a la tierra muy bien, la superficie del océano se desvía hasta 100 metros del elipsoide ideal. Estas desviaciones (elevaciones y/o depresiones) se deben a pequeñas variaciones en el campo gravitatorio terrestre. Por ejemplo, la atracción gravitacional extra debida a una montaña en el fondo oceánico (Dorsal) atrae el agua hacia ella causando una depresión en la superficie del océano, esta concavidad no puede notarse a simple vista por que la pendiente de la superficie oceánica es muy baja, Estas pequeñas salientes las puede detectar el satélite.

Dixon et al, (1983) ha resumido la teoría básica para la estimación de la topografía a partir de datos de gravedad, esto se refiere a modelos de compensación isostática del suelo marino. Ésta función depende principalmente de la profundidad cortical, la densidad del suelo y el grosor de la capa litosférica, ya que la sedimentación preferentemente rellena el piso batimétrico y puede eventualmente variar la topografía añadiendo ciertas alturas anormales.

Finalmente, calibraron la relación topografía-gravedad usando topografía local hecha por sondeaje submarino para ajustar los efectos de la variación por sedimentación.

La resolución de estos datos topográficos presenta un intervalo de curvas cada 50m. Y reflejan un incremento del número de características del suelo marino cartografiadas por altimetría satelital a comparación de otros catálogos (i.e. ETOPO-5, cada 100 metros).

Los datos se obtuvieron de manera gratuita de la *Scripps Institution of Oceanography* perteneciente a la Universidad de San Diego – California, a través del portal Web: “[http://topex.ucsd.edu/marine\\_topol/](http://topex.ucsd.edu/marine_topol/)”, en formato ASCII (texto espaciado por tabulaciones de 3 columnas):

X:	Longitud en grados
Y:	Latitud en grados
Z:	Altimetría: Altura (+) y profundidad (-)

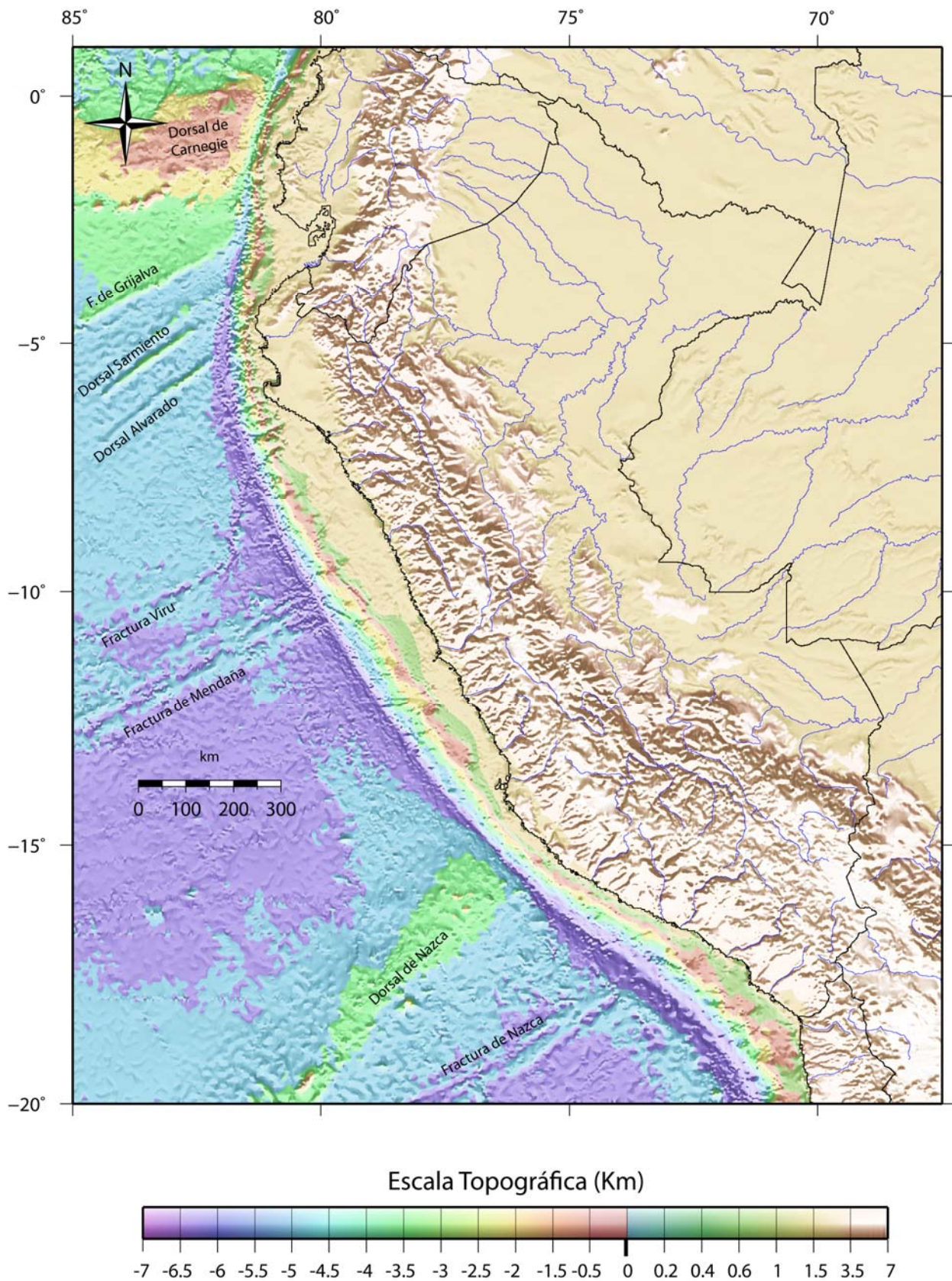
Y realizamos la interpolación de datos usando el programa “Generic Mapping Tools – GMT” (Wessel & Smith, 1998).

### 3.4. Datos de mecanismos focales.

El mecanismo focal es una representación gráfica de 2 posibles soluciones de la ruptura (falla) que origina un sismo (figura 3.9) y de la configuración de esfuerzos tectónicos en el área, es decir, describe el posible mecanismo de falla en el foco donde se libera la energía en forma de ondas sísmicas (Lay & Wallace, 1995).

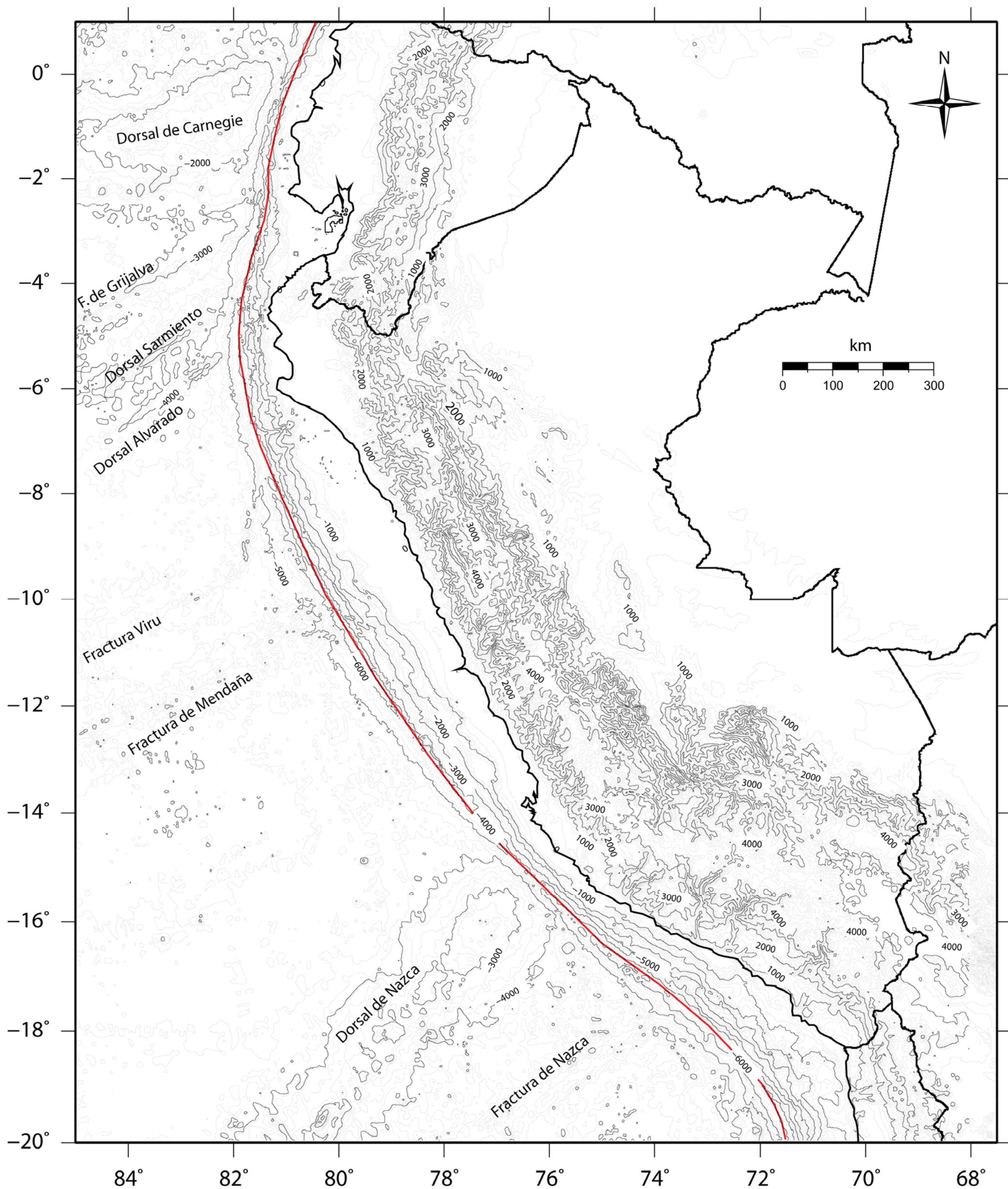
Nosotros adquirimos 2 catálogos de mecanismos focales para realizar nuestra investigación, el catálogo local proporcionado por Tavera (1998) y Tavera & Buforn (2001), y el catálogo denominado “Tensor de momento sísmico-centroide - CMT”, que se encuentra muy difundido en investigaciones sísmicas a nivel global, desarrollado por el *Departamento de Ciencias Planetarias y de la Tierra de la Universidad de Harvard (USA)*.





**Figura 3.6a.** Mapa del Perú utilizando el modelo topográfico desarrollado por Smith & Sandwell (1997), y modelado en el software Generic Mapping Tools - GMT (Wessel & Smith, 1998). La imagen posee una iluminación desde el Noreste.





**Figura 3.6b.** Mapa del Perú utilizando el modelo topográfico desarrollado por Smith & Sandwell (1997), y modelado en el software Generic Mapping Tools - GMT (Wessel & Smith, 1998). Las isolíneas maestras (líneas negras) están dadas cada 1000m, y las isolíneas secundarias (líneas grises) están dadas cada 250m

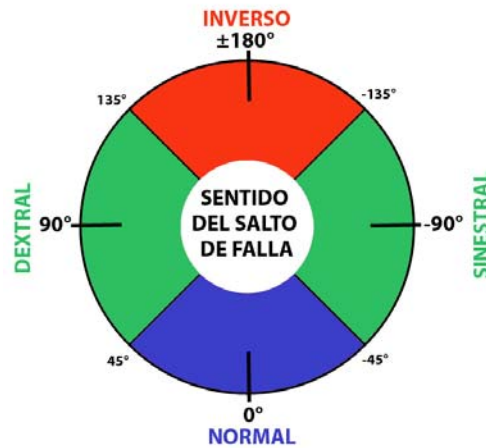


### **3.4.1. Catálogo local: (Tavera, 1998; Tavera Bufo, 2001)**

Los autores estudiaron y analizaron mecanismos focales característicos de los terremotos ocurridos en el Perú en un periodo de 6 años (1990 a 1996). Estos mecanismos fueron obtenidos usando polaridades de ondas P y ondas de cuerpo en forma de inversión. Tomaron como referencia 19 terremotos característicos, es decir, fueron eventos que ocurrieron en zonas de alta sismicidad y que corresponden a parámetros hipocentrales promedios en las zonas sismogénicas correspondientes.

Los mecanismos focales de los 20 terremotos se muestran en la fig. 3.8a. De la totalidad, diez tienen hipocentros superficiales ( $< 60$  Km), ocho a profundidades intermedias (60 a 300 Km) y 2 son profundos ( $> 300$  Km), pero estos últimos se excluyen ya que no corresponden a eventos ocurridos por proceso de subducción. Los mecanismos con focos superficiales, se localizan entre la fosa y la línea de Costa (sismos 1, 18 y 20), presentando mecanismos focales de fallamiento inverso, con planos nodales orientados en dirección N-S (18,20) y NW-SE (1). Estos mecanismos focales son típicos de zonas de subducción. Los eventos con hipocentros localizados en el interior del continente presentan mecanismos de fallas inversas y se encuentran distribuidos a lo largo de la zona Subandina. El evento 16, presenta planos nodales con dirección NE-SW y N-S para el 17. Los eventos 2, 4 y 5 se localizan en la zona sísmica de Moyobamba, cuyos planos están orientados NNW-SSE (2), N-S (4) y por su parte, el sismo 5 corresponde a un sismo complejo formado por 2 mecanismos focales de fallamiento tipo inverso con planos en dirección NE-SW y E-W. El sismo 14 se ubica en la región central del Perú con planos orientados en dirección N-S. Finalmente el sismo 19 en el sur del Perú presenta planos con dirección NW-SE. La zona Subandina presenta fallas inversas y abundantes plegamientos orientados en forma paralela a la Cordillera Andina (Sébrier et al., 1985).

Los sismos a profundidad intermedia (6, 7, 8, 9, 11, 12 y 13), se localizan en el interior del continente a excepción del sismo 15 ubicado cerca a la línea de Costa. Estos terremotos presentan mecanismos focales con fallas normales y cuyos ejes de tensión horizontal se orientan en dirección ENE-WSW a ESE-WNW (sismos 6, 8, 11, 13 y 15). El sismo 9 posee un eje de tensión orientado en dirección NW-SE, y el evento 12 una dirección E-W. El sismo 7 presenta una excepción a la distribución de sus ejes de tensión, presentando una dirección N-S, sugiriendo que el giro en la orientación, puede estar asociado a procesos extensivos generados por la contorsión de la Placa (Tavera & Bufo, 1998).



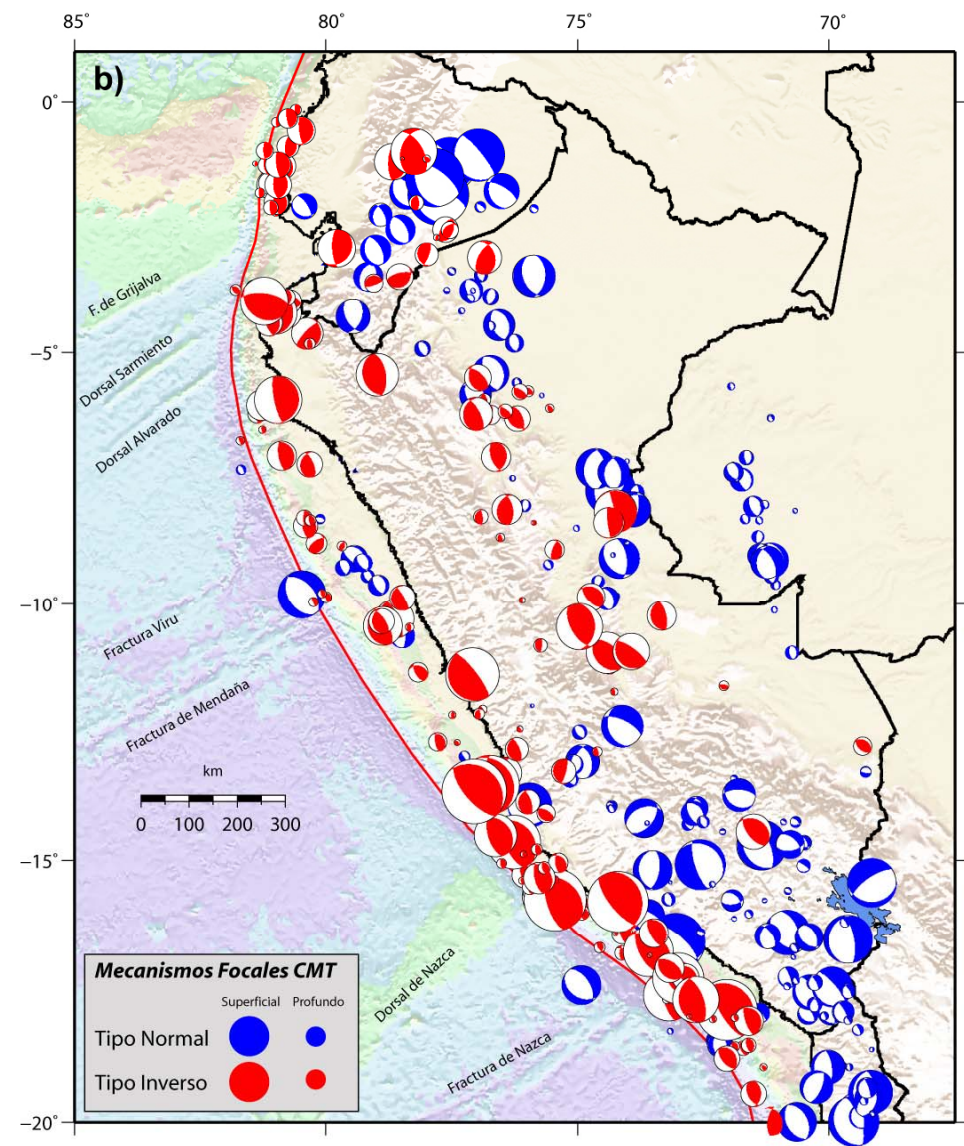
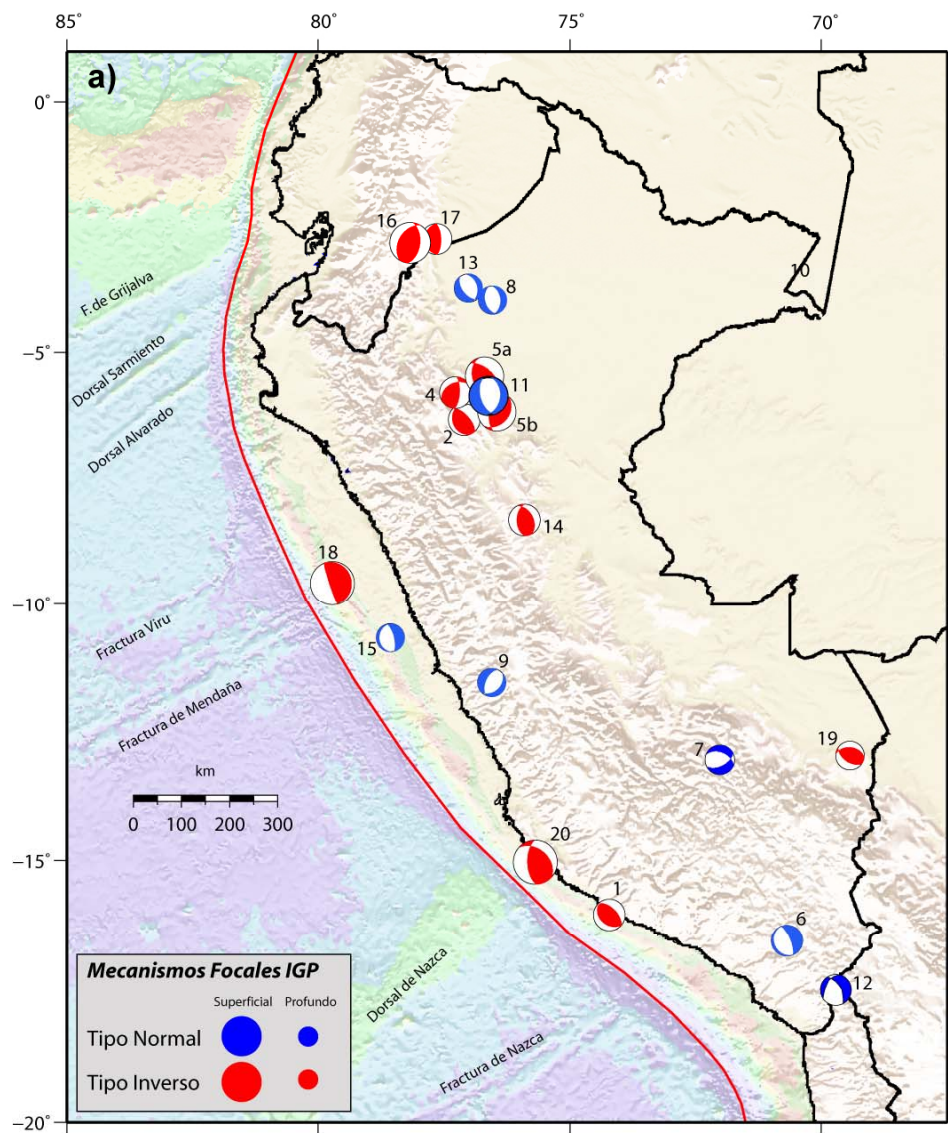
**Figura 3.7.** Gráfico donde se especifica el criterio utilizado para clasificar los mecanismos focales de la figura 3.8: según el ángulo de buzamiento de las fallas.

### 3.4.2. Tensor Momento Sísmico - Centroide (CMT).

El Tensor Momento Sísmico - Centroide es una representación de la fuente sísmica puntual muy general y ha sido desarrollada por la Universidad de Harvard para obtener el mecanismos focales de terremotos fundamentalmente, a partir de la inversión de oscilaciones en las ondas superficiales (Dziewonski & Woodhouse, 1983), y cuyos resultados son presentados rutinariamente por la *National Earthquake Information Center* (NEIC) para sismos con magnitudes  $M_S > 5.0$

La solución proporcionada por el CMT para un terremoto, permite conocer: la localización en tiempo y espacio, profundidad del Centroide, orientación de la ruptura (mecanismo focal), el momento sísmico (MO) y los parámetros geométricos de la falla responsable. . La orientación de la ruptura permite conocer la orientación de los ejes de Presión y Tensión que actúan en la fuente sísmica (hipocentro), los mismos que tienen implicancia directa sobre las principales deformaciones que se producen en la región afectada por el sismo.

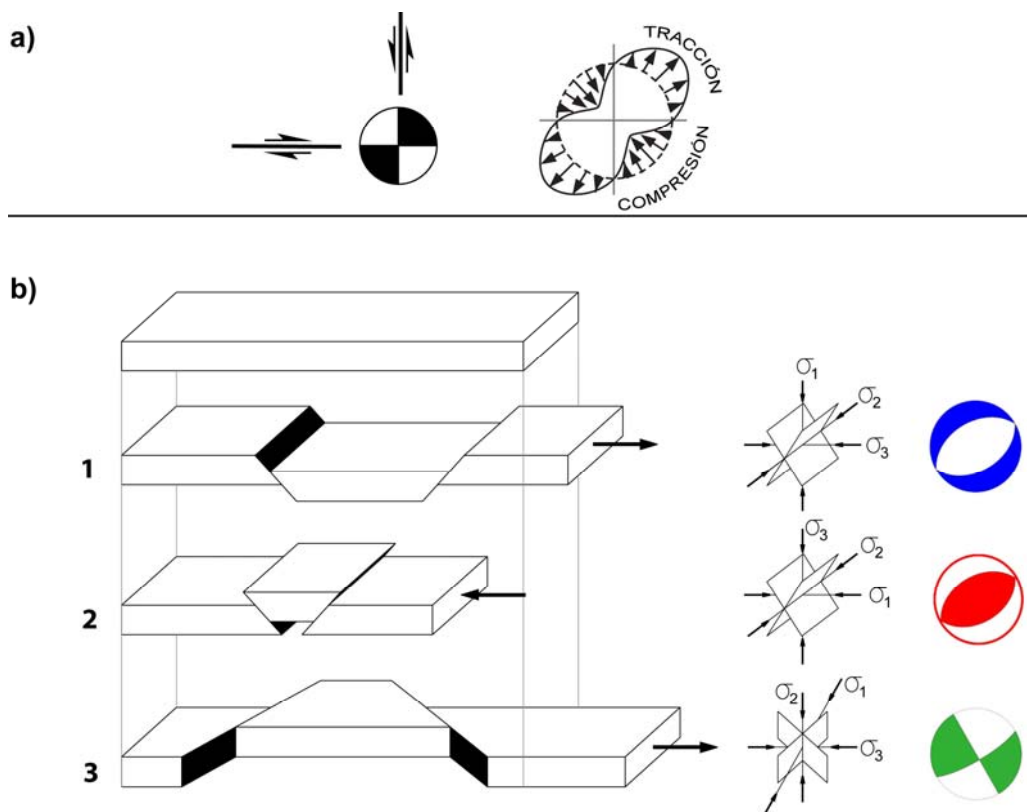
Los mecanismos focales con foco superficial (<60 Km ) presentan fallas de tipo inverso, encontrándose en dos grandes áreas: La primera zona muestra una mayor actividad, localizándose entre la fosa y la línea de Costa, estos eventos presentan una orientación que va de NE-SW a ENE-WNW, coherente con la dirección de convergencia de placas. La segunda zona se ubica en la región subandina, cuyos planos nodales están orientados en dirección NE-SW a ENE-WNW, paralela a la Cordillera Andina.



**Figura 3.8** a) Mapa de mecanismos focales desarrollados por Tavera & Buforn (1998), los datos fueron recopilados de diferentes autores. b) Mapa de mecanismos focales obtenidos del catálogo telesísmico del CMT (Universidad de Harvard). El tamaño de los mecanismos en ambos mapas es de acuerdo a la profundidad del evento sísmico.

Los mecanismos focales de profundidades intermedias (60 a 300 Km ), presentan un fallamiento de tipo normal. Esta actividad sísmica se concentra principalmente en la zona Subandina y el Altiplano. En la zona Subandina se desarrolla en el norte y centro del Perú y sus ejes de tensión se orientan en dirección ENE-WSW a ESE-WNW. En el sur del Perú existe una variación muy importante, donde la actividad sísmica cesa en el Subandino emigrando a la zona Altiplánica, pero manteniendo su dirección de orientación, a excepción de la zona comprendida entre 13°S y 15°S, donde presenta orientaciones NW-SE debido a la contorción de la placa cuyo ángulo de buzamiento aumenta considerablemente.

Aunque por tratarse de datos provenientes de una red telemétrica (remota), sus principales parámetros hipocentrales (ubicación, magnitud y profundidad). Pueden contener errores, siendo necesario realizar un análisis de relocalización de eventos (Tavera, com. pers.), pero nos da una idea bastante clara de los procesos de ruptura de los sismos.



**Figura 3.9** Representación de los mecanismos focales más comunes. **a)** Falla de rumbo representada en un mecanismo focal, donde se observa el plano principal de falla y el plano auxiliar. Nótese que el esfuerzo compresivo se grafica de color blanco y los esfuerzos en tracción en color negro. **b)** Comportamiento teórico para fallas conjugadas simétricas mostrando los ejes principales de deformación: 1) Falla normal; 2) Falla inversa; 3) Falla de rumbo o transcurrente (modificado de Ramsay, 1967)

## CAPÍTULO IV

# *Evaluación de la sismicidad.*

### **4.1. Análisis estadístico de la sismicidad y sus parámetros.**

Cualquier tipo de análisis sobre la sismicidad, debe estar orientado por la utilización de catálogos sísmicos, los cuales contienen información acerca de las coordenadas epicentrales: hora, profundidad, magnitud de eventos y otros parámetros característicos de la sismicidad en un periodo de tiempo para la zona de interés; por lo tanto, esta debe cumplir ciertas condiciones antes de ser utilizada. La base de datos debe ser analizada y evaluada cualitativamente, para poder excluir eventos que no cumplen con las condiciones requeridas (anomalías).

Es por eso que fue necesario desarrollar un buen análisis estadístico para poder tener conocimiento de sus cualidades, y deficiencias para evitar inconsistencias en las conclusiones finales de la presente investigación.

La sismicidad en el Perú ha sido ampliamente analizada (Grange, 1984; Castillo & Alva, 1993; Bernal, 2002; Tavera & Bernal, 2005). Utilizando diferentes bases de datos, han podido determinar con gran precisión las características de la zona sismogénica que esta asociada al proceso de subducción de la Placa de Nazca debajo de la Placa Sudamericana. Para determinar las variaciones espacio-temporales de la sismicidad en los Andes del Perú, se recopilaron dos catálogos de sismicidad: un local del Instituto Geofísico del Perú



y otro de tipo telesísmico global perteneciente a la *National Earthquake Information Center* (figura 3.5).

#### 4.1.1 Análisis del catálogo local (IGP).

El Catálogo de la Red Sísmica Nacional contiene un total de 34088 eventos sísmicos para el periodo Enero de 1982 a Diciembre del 2005, con un rango de magnitud entre 1 y 7.7  $M_L$  (Magnitud local).

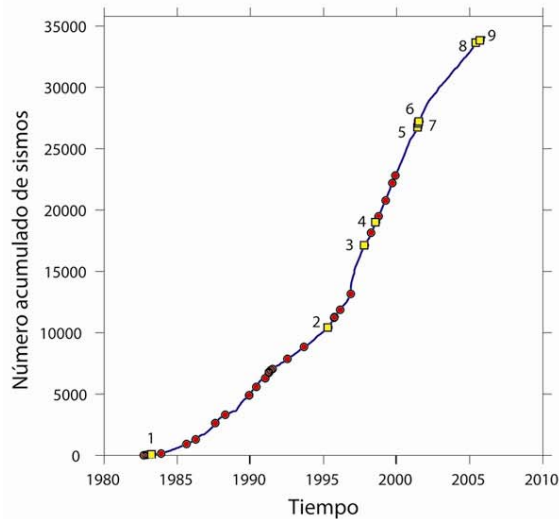
La distribución espacial de la sismicidad está gobernada por el proceso de subducción de la Placa de Nazca debajo de la Placa sudamericana (Barazangi & Isacks, 1976), el cual dio origen a la Cordillera de los Andes, cuyo origen y evolución han sido muy ampliamente estudiados (Marocco et al., 1980; Mégard, 1978; Palacios et al., 2005).

Se tomó como punto de partida del catálogo el año de 1982, debido a que la Red Sísmica Nacional (RSN - IGP) comenzó a trabajar con gran precisión en ese año, ya que estuvo constituida por 20 estaciones de periodo corto instaladas cerca de la Costa en el Norte y Centro del Perú. La figura 4.1 muestra como a partir de la década del 80 se inicia un incremento en la capacidad de detección de la sismicidad regional, la cual se ve reforzada desde 1996, con la incorporación de estaciones de Banda Ancha (Figura 3.2), por lo tanto el periodo comprendido entre 1982 - 2005 es el tiempo donde el catálogo sísmico local posee un reporte más homogéneo y continuo de la data sísmica local para el Perú, cabe mencionar que la actual red sísmica sufre aún de ciertas deficiencias, originada principalmente por la poca cantidad de estaciones sismográficas, que no permite captar los eventos sísmicos de manera adecuada, como lo demostró Bernal (2002).

La distribución de la Sismicidad del catálogo local, en función del tiempo (1982 - 2005) se muestra en la figura 4.2A. De la figura 4.2B se observa que, durante este periodo la sismicidad ha estado dominada por eventos de pequeña y mediana magnitud y su distribución en el tiempo presenta algunas variaciones.

El primer paso para el estudio de la sismicidad consiste en la depuración del catálogo para la eliminación de eventos dependientes (eventos precursores y réplicas de sismos grandes), como nuestro estudio se enfoca en el análisis de la sismicidad durante el periodo intersísmico (Fase del ciclo sísmico durante el cual se acumula la deformación elástica, produciendo la mínima liberación de energía que se ve reflejado en sismos de





**Tabla 4.1** Eventos superiores a 6.5  $M_L$  (IGP), y su equivalencia en  $M_w$  (NEIC).

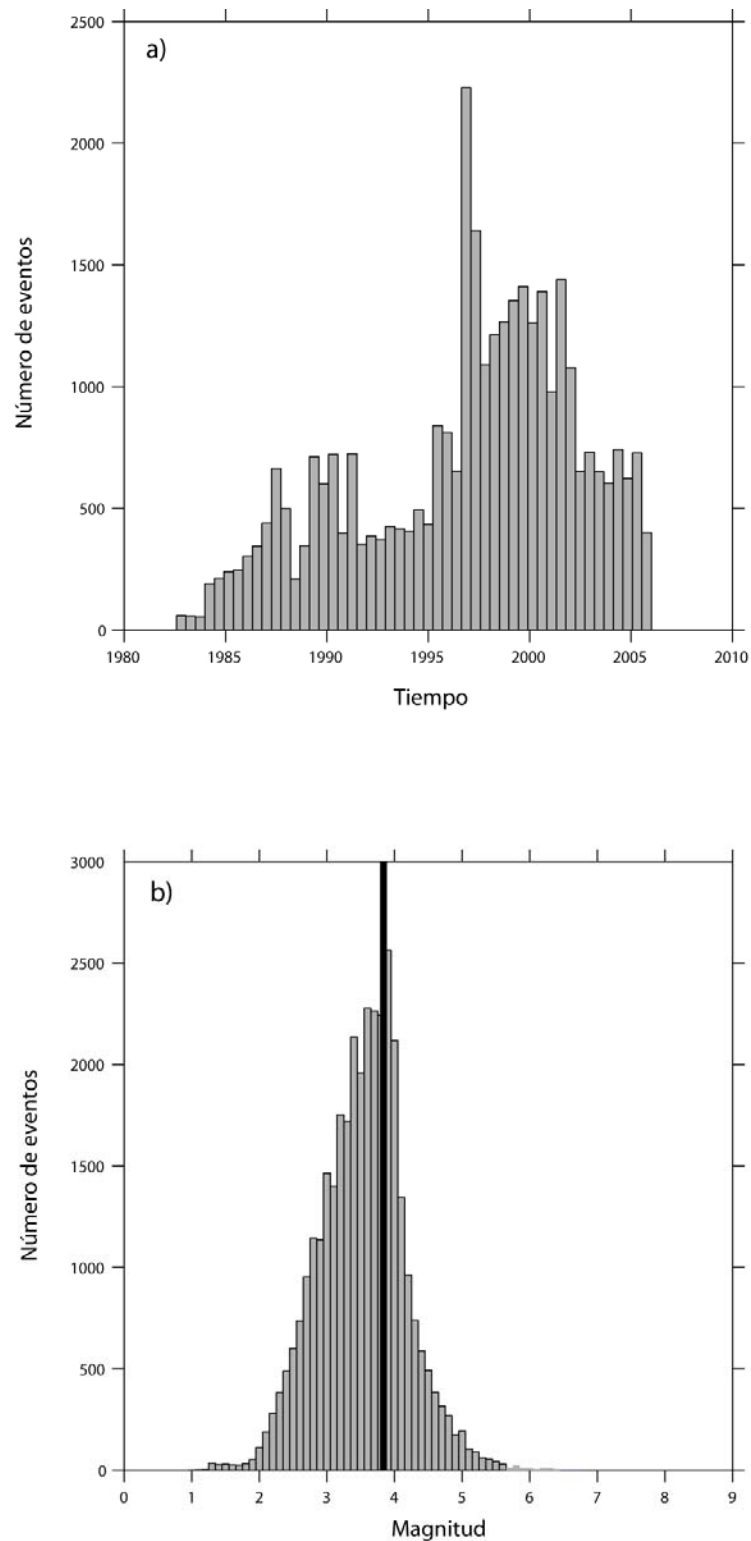
Nº	Fecha	Magnitud ( $M_L$ )	Magnitud ( $M_w$ )
1	12/04/1983	6.7	6.7
2	29/11/1989	6.5	6.5
3	02/05/1995	6.6	6.7
4	03/10/1995	6.5	7.0
5	28/10/1997	6.7	6.7
6	04/08/1998	6.8	7.2
7	23/06/2001	7.7	8.4
8	24/07/2001	7.2	6.4
9	13/06/2005	7.0	7.0
10	26/09/2005	7.0	7.5

**Figura 4.1.** Curva del *NÚMERO ACUMULADO DE SISMOS* vs. *TIEMPO* (Time series), para el catálogo IGP, comprendido entre 1982 y 2005. Nótese el incremento de la tasa de sismicidad en dos periodos principales, 1985 y 1996, debido al aumento de estaciones sismográficas locales. Los cuadrados amarillos corresponden a eventos  $>6.5 M_L$  y los cuadrados rojos corresponden a eventos  $> 6 M_L$ . También se observa las crisis sísmicas producidas hasta la fecha, mostrando un leve incremento a partir del año 1990 y a partir del año 1998.

baja intensidad), entonces necesitamos evitar esta “contaminación” para conocer la verdadera tasa de sismicidad sin los efectos de éstos eventos (declustering). Para tal efecto, se utilizó el programa ZMAP (Wiemer, 2001), éste software contiene diferentes rutinas para el análisis sísmico, por tanto, la depuración de los eventos dependientes (réplicas), se calculó usando ZMAP. Los parámetros sísmicos y sus rangos de valor para detectar estos eventos son:

PARAMETRO	DESCRIPCION	RANGO
TAUMIN	Cantidad mínima de días que contienen eventos dependientes	0.5 días
TAUMAX	Cantidad máxima de días que contienen eventos dependientes	300 días
XMEFF	Corte de la magnitud de completitud (mag. of completeness)	3.9 $M_L$
EPICENTER ERROR	Error de la localización horizontal en Km	10 Km
DEPTH ERROR	Error de la localización vertical en Km	33 Km

**Tabla 4.2** Parámetros utilizados para la localización y depuración de eventos dependientes (réplicas) del catálogo IGP y del catálogo NEIC



**Figura 4.2** a) Histograma del *NÚMERO DE EVENTOS* *vs.* *TIEMPO*. Nótese el aumento de la tasa de sismicidad en 3 periodos: 1987, 1990 y un pico de 1997, para luego descender. b) Histograma de *NÚMERO DE EVENTOS* *vs.* *MAGNITUD*, presentando una variación de tipo normal. La línea vertical negra representa la magnitud de completitud (3.9  $M_L$ ) donde a partir de esa magnitud el catálogo presenta datos más homogéneos.

La depuración del catálogo detectó 150 grupos de réplicas, que corresponden a un total de 1131 eventos que son excluidos del catálogo.

El segundo paso es establecer las variaciones o anomalías de los eventos sísmicos en función del tiempo, para esto también utilizaremos el algoritmo propuesto por Reasenberg (1995), aplicado al ZMAP, denominado “**GenAS**” (Generate AS) el cual se utiliza para poder encontrar todos los incrementos y descensos en la tasa de sismicidad haciendo uso de la función AS(t) (Rivero et al., 2005), mediante la comparación de las tasas de sismicidad entre dos periodos de tiempo consecutivos 1 y 2. La comparación se realiza mediante un nivel de confianza (t) que calcula la diferencia entre ambas tasas según la expresión:

$$Z(t) = \frac{(R_1 - R_2)}{\sqrt{\frac{\sigma_1^2}{n_1} - \frac{\sigma_2^2}{n_2}}} \dots\dots\dots 4.1$$

Donde:

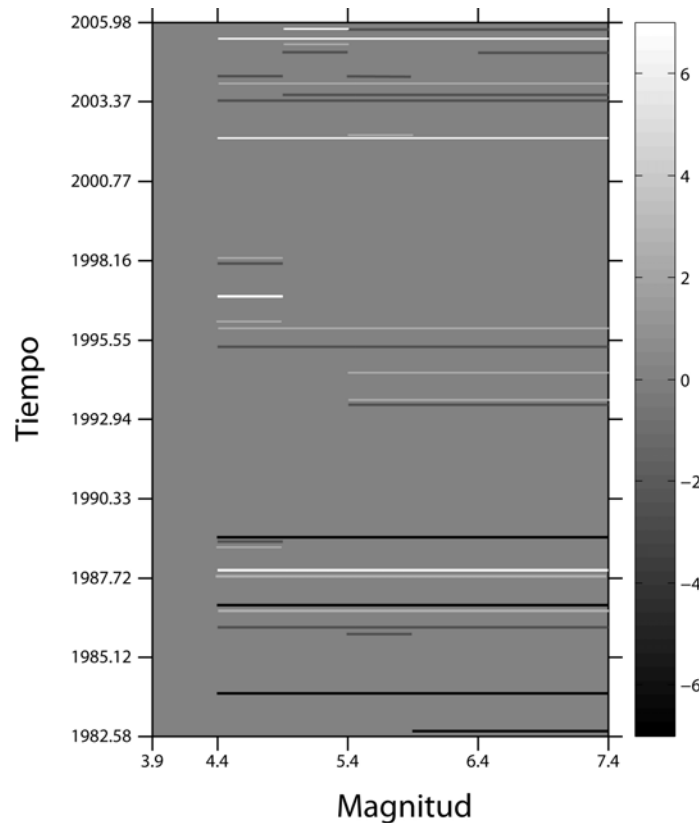
**$R_1$** : Tasa promedio del grupo de datos  $n_1$  en el primer período (desde  $T_0$  hasta  $T$ ),

**$R_2$** : Tasa promedio del grupo de datos  $n_2$  en el segundo período (desde  $T$  hasta  $T_e$ ) y

**$\sigma_1$  y  $\sigma_2$**  son las varianzas. La ventana de tiempo establecida es de 1.0 año.

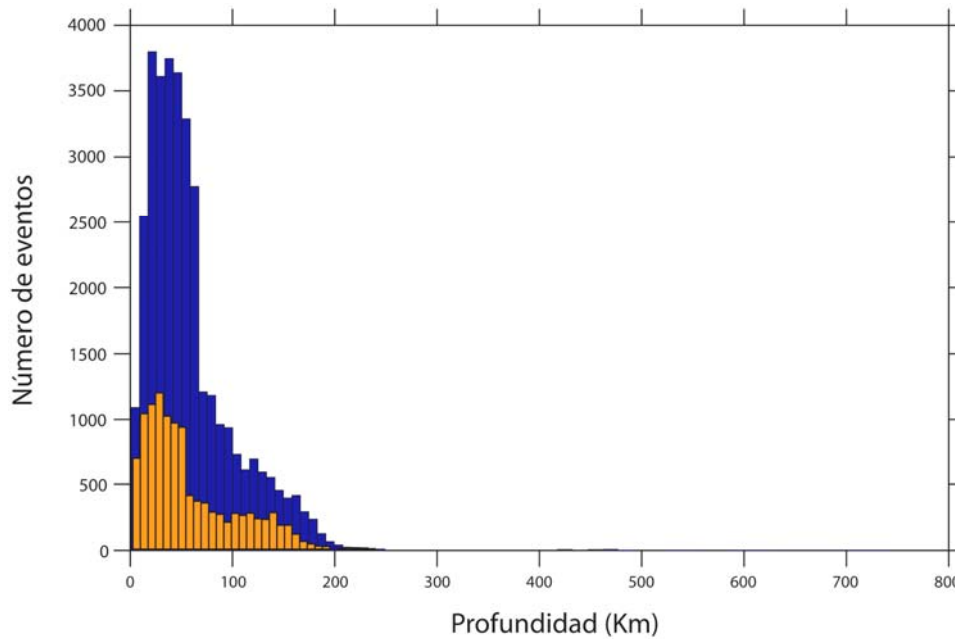
La Figura 4.3 muestra los resultados al aplicar el algoritmo GenAS al catálogo IGP depurado (sin réplicas). Los cambios en la sismicidad son resaltados por líneas horizontales que corresponden a una magnitud y tiempo específico. Los valores de Z mayores de  $\pm 2.57$  indican que existe una variación con un grado de confiabilidad superior al 99%. Los valores positivos indican un decrecimiento y los negativos un incremento en la tasa de ocurrencia sísmica. Puede notarse como los mayores incrementos de ésta tasa se producen en la década de los 80's. Una de las variaciones mas importantes, con un valor Z igual -6.8, ocurre durante de 1984 que afectó las magnitudes entre 2 y 6.7  $M_L$ , este incremento y descenso en la tasa de ocurrencia sísmica puede explicarse por la incorporación de equipos a la Red Sísmica Nacional, el cual representa un aumento en la detección de sismos, incrementando la cantidad de eventos dentro del catálogo.

Los decrecimientos a partir de los 90's ocurren por una disminución de la tasa de sismicidad normal, es decir, durante ese periodo la sismicidad disminuyo de manera irregular, debido a fluctuaciones naturales de la sismicidad.



**Figura 4.3.** Rango de magnitud y confiabilidad estadística de las VARIACIONES DE SISMICIDAD vs. TIEMPO, para el catalogo depurado del IGP entre 1982 y 2005. Se presentan épocas de incremento constante (80's) producto de la mejora de la Red Sísmica Nacional. Los decrecimientos a partir de esa fecha son debidas a causas naturales (disminución de la tasa de sismicidad).

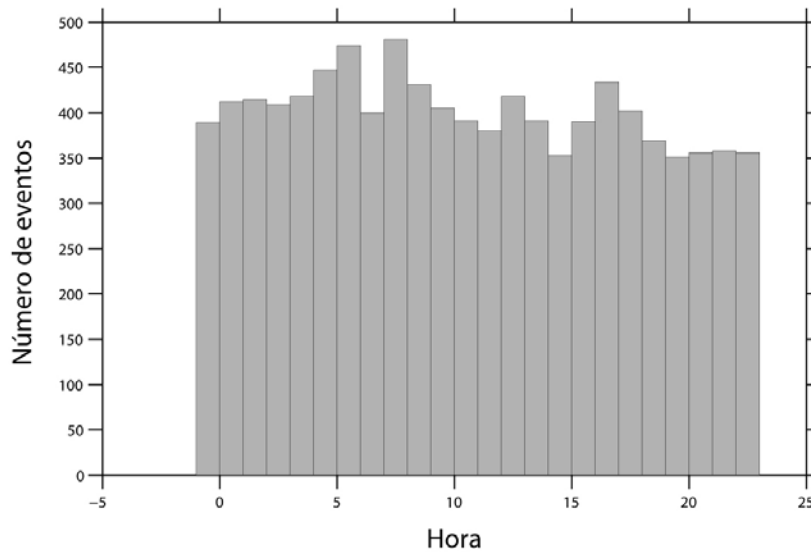
La distribución de la sismicidad en función de la profundidad se observa en la figura 4.5 (Histograma de profundidad), mostrándonos dos grupos importantes. El primero corresponde a eventos superficiales y/o corticales con una profundidad que alcanza los 60 Km. Esta profundidad nos muestra la separación entre la actividad cortical y la actividad intra-slab, es decir, es la sismicidad más abundante debido a que está directamente relacionada con la subducción, y pertenece a la denominada zona "Wadati-Benioff", y es la zona donde se producen los sismos más fuertes. El segundo grupo corresponde a la sismicidad intraplaca, producida por el slab subducido que corresponden a eventos de menor cantidad, y magnitud moderada, pero no por eso menos importantes.



**Figura 4.5** Histograma de *PROFUNDIDAD vs. NÚMERO ACUMULADO DE EVENTOS* para el catálogo IGP. El histograma azul corresponde al catálogo completo, sin depurar. El histograma anaranjado corresponde al catálogo depurado. Nótese, que a pesar de la exclusión de eventos dependientes (réplicas) mantiene la misma tendencia de ocurrencia de sismicidad en función de la profundidad

Una vez analizado estadísticamente ciertos parámetros de la sismicidad y comprobar que no existen anomalías, ahora lo que necesitamos saber, es que si nuestros datos se encuentran contaminados por ciertas explosiones temporales (hora, día) en la tasa de sismicidad. Es necesario verificar estos parámetros aunque generalmente no son muy frecuentes, ya que el reporte de sismicidad no es uniforme entre los días y las noches, por lo tanto, debemos de chequear la distribución de eventos sísmicos en función de las horas y graficar de manera apropiada en un histograma para reconocer y evitar fluctuaciones anómalas. En la figura 4.6 se puede observar que los picos más importantes se producen durante las 8 horas, y la hora mínima ocurre a las 14 horas, éstos dos picos no representan en sí una anomalía de horario, sino, nos muestra que como trabajamos con una gran cantidad de eventos generalmente se desarrolla una disminución y/o aumento de los eventos sísmicos, mostrándonos que no existe una variación importante o cierta contaminación en nuestro catálogo, permaneciendo ésta fluctuación dentro de un rango aceptable.

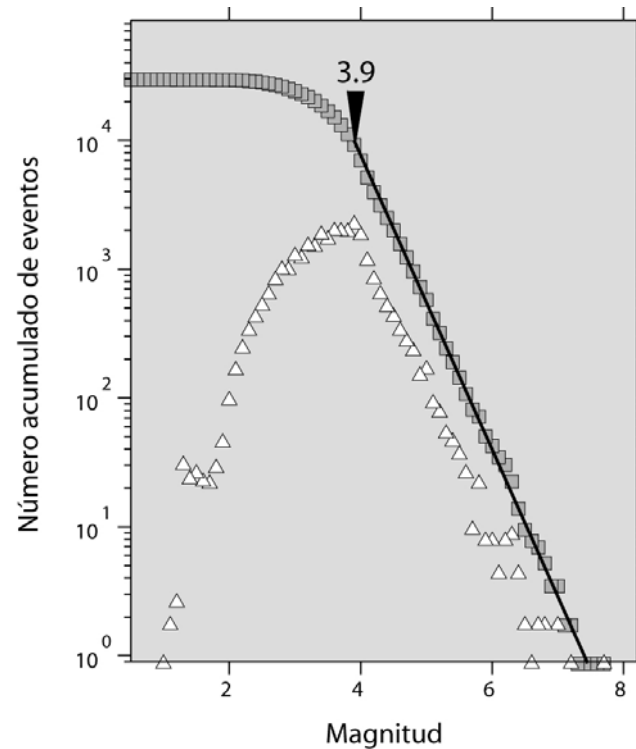




**Figura 4.6** Histograma de *HORA vs. NUMERO ACUMULADO DE EVENTOS* para el catálogo IGP depurado. Las fluctuaciones de los eventos se muestran de manera heterogénea, pero dentro de un rango aceptable

Después de haber seleccionado nuestro catálogo y hacerle una revisión de principio a fin de sus parámetros más importantes podemos manifestar que nuestro catalogo IGP se encuentra razonablemente homogéneo en el espacio y en el tiempo, pero con algunas variaciones normales en la tasa de sismicidad, como es común en un catalogo sísmico, ya que estos eventos ocurren de manera natural, hasta la fecha impredecibles.

Existen variaciones de eventos sísmicos que no se deben a procesos internos producidos por la subducción, vulcanismo y/o deformación interna sino más bien, debido a una errónea recepción de datos. Estas lecturas anómalas se manifiestan principalmente como eventos de baja magnitud producida por ruidos o actividades antropomorfas (inducidas por la mano del hombre) que son captadas por las estaciones sísmicas. Como estos eventos afectan principalmente a nuestro catálogo se debe desarrollar un límite de corte de esas magnitudes y tomar solamente eventos que puedan completar satisfactoriamente nuestro catálogo. Este corte en la magnitud se le denomina “**magnitud de completitud**” (Magnitude of completeness), mostrando un patrón uniforme en la recepción de sus datos (Figura 4.7). Estos eventos menores  $3.9 M_L$  (magnitud eficaz) deben ser excluidos del catálogo para poder realizar el análisis sísmico correspondiente.



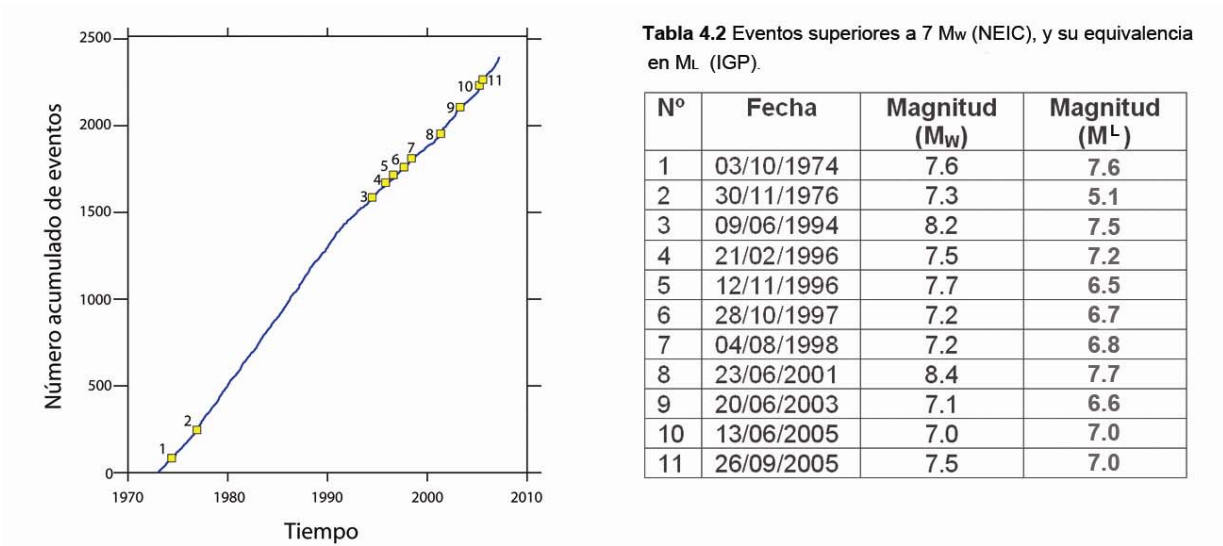
**Figura 4.7** Relación Gutenberg & Richter (1944), forma parte del método probabilístico propuesto por los autores, el cual establece una relación entre el número de sismos que ocurren en una región y sus respectivas magnitudes, mostrando a partir de que magnitud la sismicidad crece linealmente, dándonos una magnitud eficaz o conocida como *Magnitud de completitud* ( $3.9 M_L$  para el IGP) para trabajar con nuestro catálogo sísmico.

Finalmente se puede contar con un catalogo totalmente depurado contando con el total de 9630 eventos, cuyos parámetros de magnitud corresponden a valores que crecen linealmente en el tiempo, además de no contar con algún tipo de contaminación o anomalías externas que corresponden a explosiones en la tasa de sismicidad, que son causadas por errores humanos, mecánicos ó técnicos.

#### 4.1.2. Análisis del catálogo NEIC.

Los datos registrados por el catálogo NEIC son recibidos teleméricamente a través de 3000 estaciones sísmicas en todo el mundo. El rango de error para los eventos tomados por éste catálogo son mayores para sismos de baja magnitud ( $<4 M_w$ ), debido a que la información capta diferentes ruidos y perturbaciones durante su largo trayecto hasta los receptores sismográficos, disminuyendo la calidad de la señal, que a su vez crea variaciones en los parámetros hipocentrales. Estos errores de localización, se manifiestan

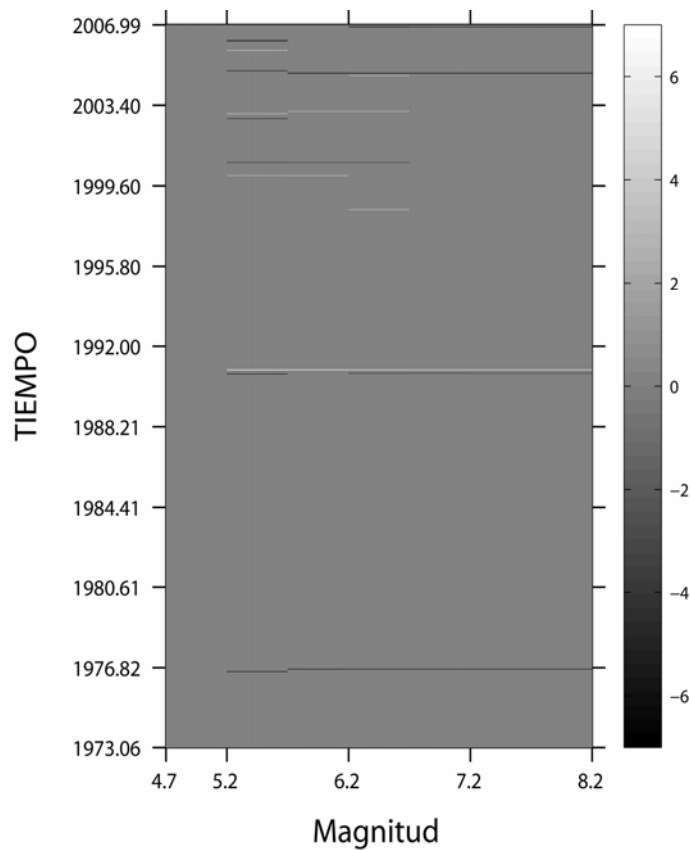
en la ubicación de la profundidad de algunos eventos, ya que el análisis computacional ubica por defecto una profundidad promedio de 33 Km (zona sismogénica promedio) para eventos cuyos parámetros no son percibidos de manera adecuada.



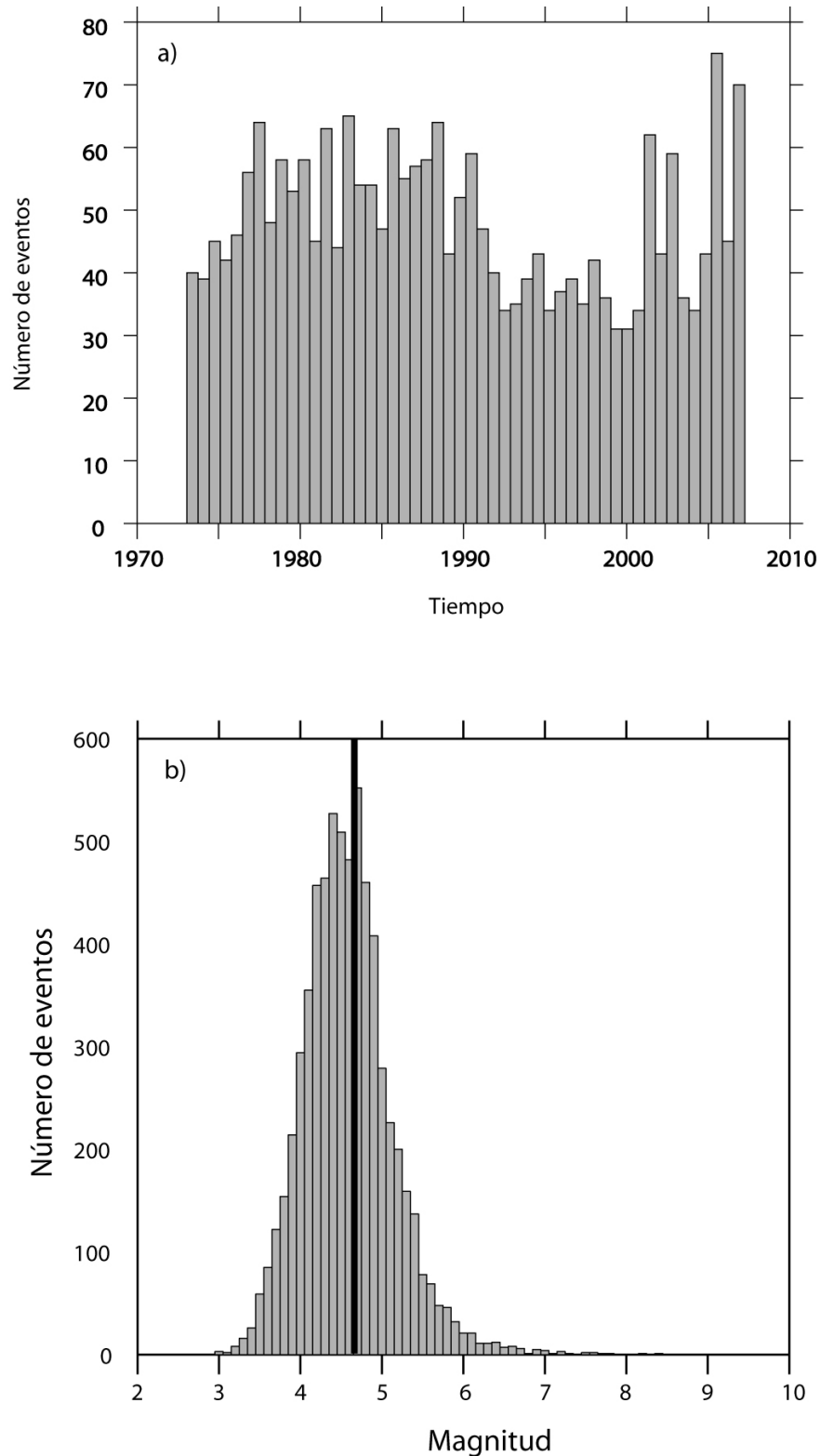
**FIGURA 4.8** Curva del NÚMERO ACUMULADO DE SISMOS vs. TIEMPO (Time series), para el catálogo NEIC, comprendido entre 1973 y 2006. El catálogo se muestra casi homogéneo en el tiempo, mostrando sólo un una época de crisis sísmica a partir del año 94. Los cuadrados amarillos corresponden a eventos >7.0 Mw.

Este catálogo por lo tanto, debe ser analizado con mayor cuidado que el análisis realizado con el catálogo IGP, y sirve también como una fuente de referencia importante para poder comparar los parámetros mas importantes y establecer los errores técnicos producidos en la recepción de datos de ambos catálogos. El catálogo contiene un total de 6591 eventos registrados para el periodo de 1976 (Tiempo de partida del catálogo) al 2006. La distribución de éstos eventos nos muestra variaciones a través del tiempo menores que en el catalogo IGP, mostrando un ligero descenso desde el periodo 1992 hasta la actualidad (Figura 4.8). Este descenso de la tasa de sismicidad se podría interpretar como una disminución de crisis sísmica a nivel global interrumpida solamente por grandes eventos y sus respectivas réplicas (Perú-Arequipa, 2001; Indonesia-2004, 2005). De los resultados del algoritmo GenAS, desarrollado por el ZMAP se muestran dos incrementos en la tasa de sismicidad producidos a mediados de 1976 y un ligero descenso a finales del

91, pero incrementándose constantemente hasta la actualidad como lo evidencia la ocurrencia de sismos  $>7 M_W$  a partir de esa fecha (Figuras 4.8 y 4.9).



**Figura 4.9** Rango de magnitud y confiabilidad estadística de las VARIACIONES DE SISMICIDAD vs. TIEMPO. Valores negativos representan incremento de la tasa de sismicidad y los positivos un descenso. Para el catálogo depurado del NEIC. Entre 1973 - 2006 se presenta un ligero incremento a mediados de 1976 y luego permanecer constante hasta 1991 donde se produce una crisis sísmica de eventos superiores a  $7 M_W$ .

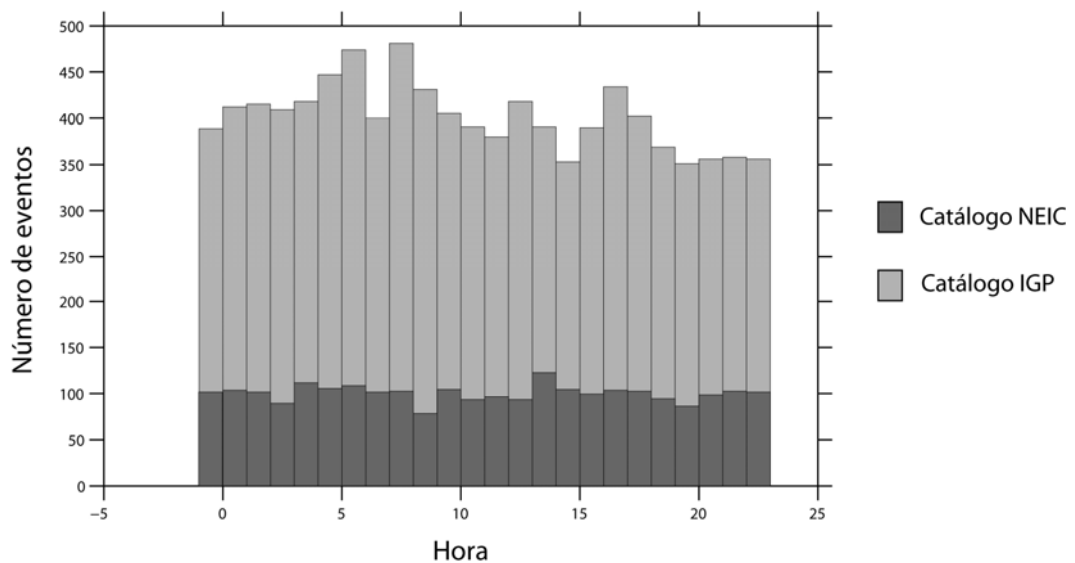


**Figura 4.10** a) Histograma del NÚMERO DE EVENTOS vs. TIEMPO. Nótese el aumento constante de la tasa de sismicidad desde el 70 hasta el 90, para luego descender paulatinamente, hasta principios del 2000, donde la sismicidad permaneció casi constante con algunos picos de eventos muy fuertes (Arequipa, 2001; Moquegua, 2004). b) Histograma de NÚMERO DE EVENTOS vs. MAGNITUD, presentando una variación normal. La línea naranja representa la magnitud de completitud, (magnitud of complétense= 4.7  $M_W$ ) donde el catálogo presenta datos más completos y de tendencia lineal.



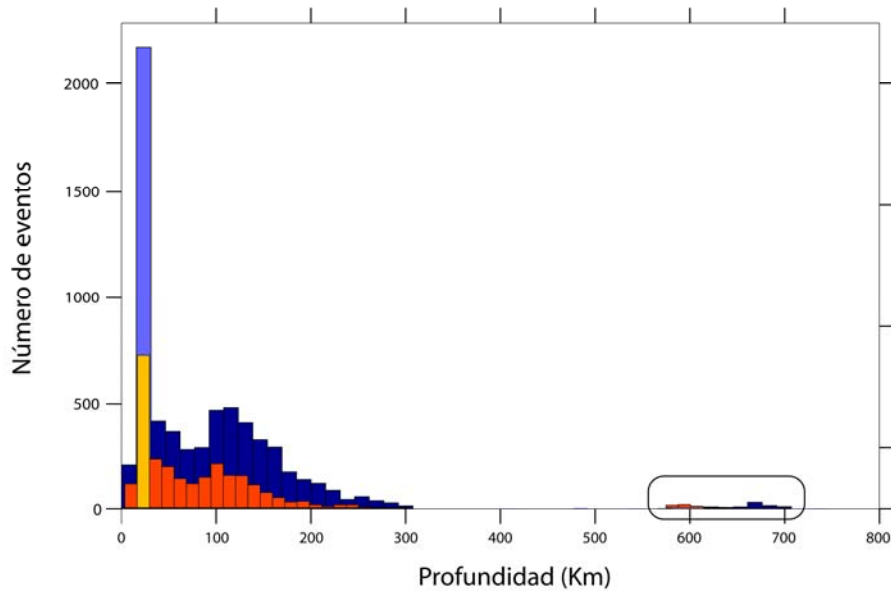
En la figura 4.11, se muestra el histograma de distribución sísmica por horas. Éste histograma no me muestra variaciones muy fuertes, sino más bien dentro del rango promedio. Del histograma de profundidad (Figura 4.12), podemos encontrar la anomalía de profundidad clásica (33Km) debido al error de localización, mencionado anteriormente. Esta figura muestra una sismicidad cortical asociada a la zona sismogénica (Barazangi & Isacks, 1976; Hyndman et al., 1997) con un nivel de profundidad de hasta 55 Km

El segundo incremento de eventos que se encuentra entre 60 y 350 Km, producto de la sismicidad intermedia ocurridos en la intraplaca. El catálogo NEIC muestra también eventos muy profundos (>600 Km). Por debajo de la zona de frontera Perú-Brasil y Perú-Bolivia y estarían relacionado a cambios súbitos de fase, aunque actualmente su origen y desarrollo tienen una gran controversia (Okal & Bina, 1994; Tavera, 1998).

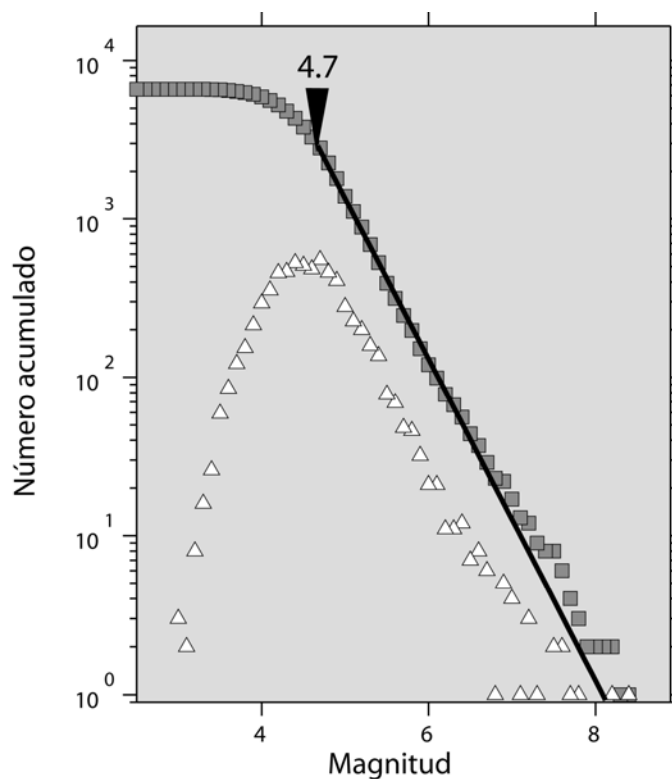


**Figura 4.11** Comparación de la distribución de las horas de ocurrencia de sismos. La el catálogo NEIC se muestra más homogéneo que el catálogo IGP. La gran variación de eventos acumulados para ambos catálogos está dentro de un rango aceptable, ya que presenta menor cantidad de eventos.

De la misma manera que en el catálogo IGP debemos depurar las réplicas de los sismos más importantes. El proceso de depuración utiliza los mismos parámetros, como lo describimos con el catálogo IGP, desarrollado mediante el algoritmo de Reasenberg (1985) aplicado en ZMAP. Se reportaron 83 clusters o agrupamientos que significan un total de 501 eventos que son excluidos de éste catálogo (figura 4.14).



**Figura 4.12** Histograma de PROFUNDIDAD vs. NUMERO ACUMULADO DE EVENTOS para el catálogo NEIC. El histograma azul corresponde al catálogo completo, sin depurar. El histograma anaranjado corresponde al catálogo depurado. Nótese, que a pesar de la exclusión de eventos dependientes (réplicas) mantiene la misma tendencia de ocurrencia de sismicidad en función de la profundidad. El pico celeste y amarillo nos muestra el error debido a la mala localización de la profundidad hipocentral de eventos en éste catálogo, los sistemas informáticos asumen la profundidad promedio de la zona sismogénica (33 Km.). Este catálogo muestra la sismicidad que ocurre >600 Km. (círculo negro)



**FIGURA 4.13** Relación Gutenberg & Richter (1944) para el catálogo NEIC. Forma parte del método probabilístico propuesta por los autores, el cual establece una relación entre el número de sismos que ocurren en una región y sus respectivas magnitudes, mostrando a partir de que magnitud la sismicidad crece línealmente (magnitud of completeness), dándonos una magnitud eficaz (4.7  $M_w$ ) para trabajar con nuestro catálogo sísmico.

La magnitud de completitud (Figura 4.13) para este catálogo corresponde a  $4.7 M_W$ , ésta magnitud elevada en comparación con el catálogo IGP tiene dos causas principales. Primero, por ser un catálogo global con estaciones telemétricas, capta solamente eventos de magnitudes elevadas ( $>3 M_W$ ) y de baja calidad, por lo que su magnitud mínima es también elevada y segundo, debido al error de localización hipocentral de sismos menores a  $4 M_W$ .

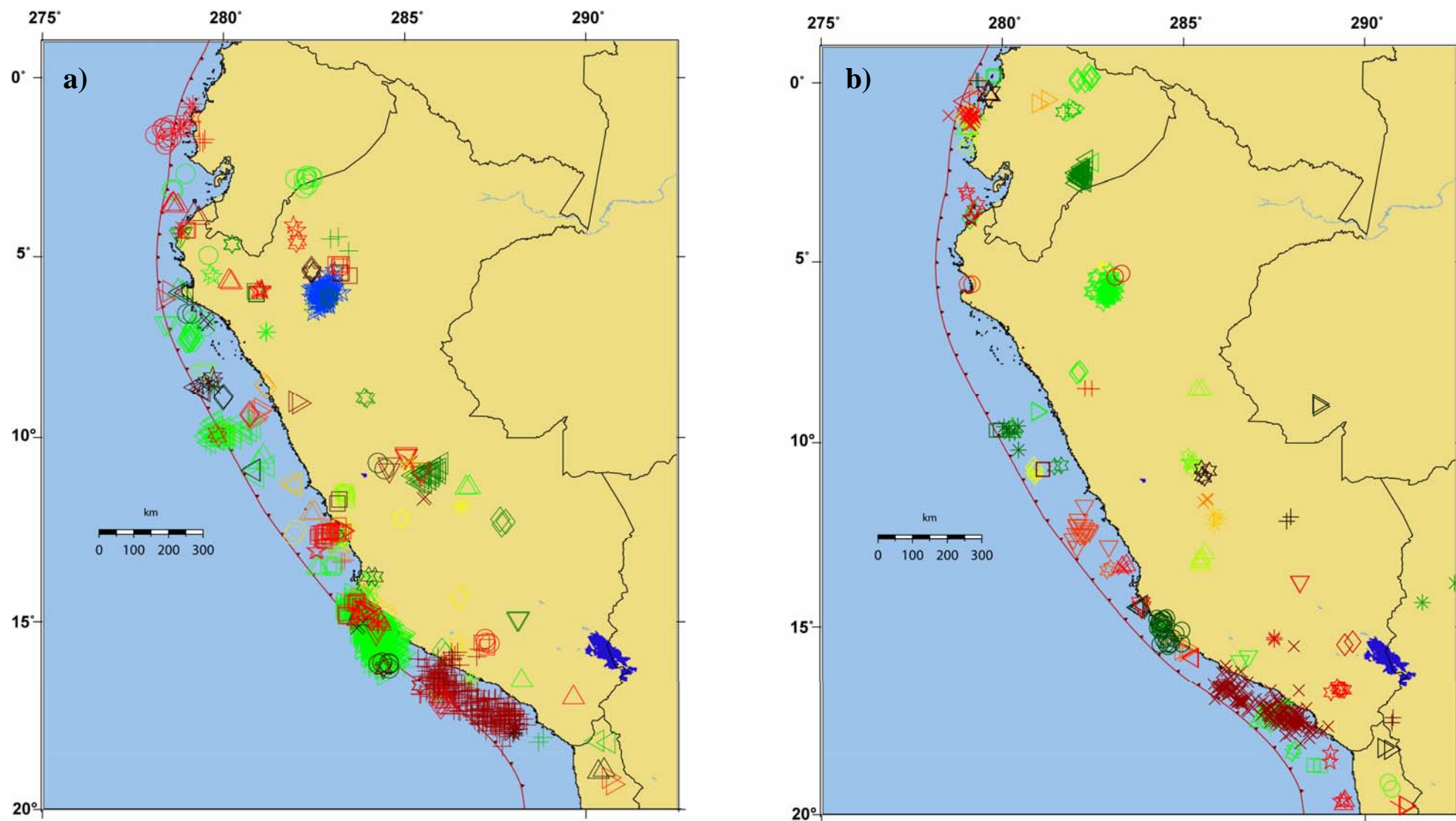
## 4.2. Comparación de catálogos.

En esta parte vamos a desarrollar la revisión y comparación de los catálogos IGP/NEIC, para conocer las debilidades y ventajas de los dos principales catálogos con miras a uniformizar nuestra información para poder encontrar y percibir errores que puedan presentar, para que no varíen nuestros resultados.

Ambos catálogos presentan una distribución espacial muy amplia. El Instituto Geofísico del Perú cuenta con un catálogo a partir de la década del 60, pero nosotros tomamos los datos a partir de 1982, porque la Red Sísmica Nacional contó desde esa fecha con buenas estaciones sismográficas distribuidas a nivel nacional sin embargo, esa red es insuficiente para mostrar la verdadera distribución sísmica (Bernal, 2002). Por su parte el catálogo del NEIC presenta datos desde 1976, que es el año de inicio de recopilación de eventos sísmicos hasta el 2006 (actualidad).

El catálogo IGP cuenta con un total de 34088 que posteriormente se depuraron quedando un total de 9630 eventos con un  $M_c = 3.9 M_L$ . Para el catálogo NEIC registrado por la *Global Sismograph Network* cuenta con un total de 6591, que posterior al filtrado anteriormente mencionado nos dan como resultado un total de 2897 eventos con una magnitud de completitud de  $> 4.7 M_W$ .

Una de las primeras diferencias que se puedan apreciar en los catálogos es la cantidad de eventos registrados. Esto es muy sencillo de explicar, el Instituto Geofísico del Perú por ser una red local muestra hasta la más mínima perturbación en las estaciones sísmicas y por lo tanto una mayor cantidad de eventos registrados. A pesar de poder contar con una mayor cantidad de eventos no está directamente relacionada a una mayor calidad, debido a que las estaciones sísmicas bastantes sensibles, pueden detectar diferentes anomalías que no tengan que ver con sismos.

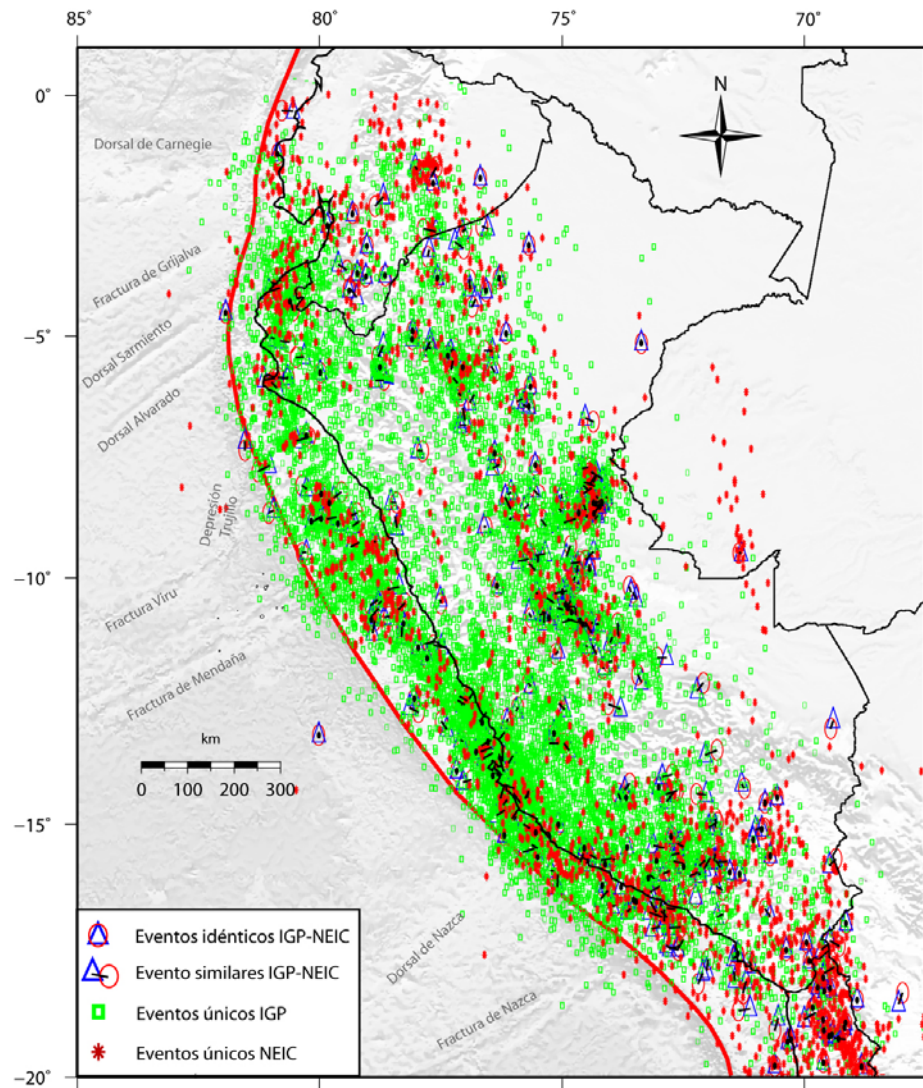


**Figura 4.14** Mapa de distribución de réplicas analizado por el software ZMAP (Wiemer & Zúñiga, 1994). Cada grupo de réplicas esta representado con un color y forma diferente. Nótese que las réplicas concuerdan con las principales zonas sísmicamente activas del Perú i.e. Arequipa, Moyabamba y Nazca. **a)** Réplicas de sismos para el catálogo IGP durante el periodo 1982 - 2005. **b)** Réplicas de sismos para el catálogo NEIC durante el periodo 1973 -2006. La descripción de parámetros para el proceso de depuración de réplicas se muestra en la tabla 4.2.

El catálogo NEIC presenta una menor cantidad de sismicidad, por ser una red global, en la cual las estaciones solamente reportan eventos sísmicos con magnitudes superiores, ya que las magnitudes menores las detecta con un amplio margen de error tanto en su profundidad como en su localización hipocentral. Por eso al desarrollar entre ambos catálogos una combinación para la ubicación de eventos idénticos encontramos que en ambos catálogos se pueden ver 353 eventos iguales (figura 4.15). Para esta identificación de eventos similares hemos utilizado la aproximación de eventos cuyo rango de profundidad de eventos idénticos 50 Km y 2 minutos de aproximación de ambos catálogos, esto nos da una idea de la gran dispersión con la que presentan ambos catálogos. Con respecto a la distribución del tiempo de los eventos sísmicos, el catálogo que presenta una mayor variación es de la red local del Instituto Geofísico del Perú. Esto se debe a dos razones:

- *La continua relocalización, aumento y/o disminución de las estaciones sismográficas: Esto hace que nuestra dispersión a través del tiempo se incremente o disminuya mostrando anomalías que puedan interpretarse inadecuadamente como crisis sísmicas*
- *La relocalización de eventos o re-evaluación de datos: Esto a través del tiempo también puede variar ya que para realizar cierto tipo de estudios se detalla una relocalización o actualización de datos en un tiempo o área específica, variando toda la sismicidad general reportada, en cambio la variación que presenta el catálogo NEIC es más homogénea y no presenta tantas perturbaciones, aunque también muestra como ha variado la sismicidad.*
- *Para poder tener una mejor entendimiento de cómo la sismicidad varía a través del tiempo, se debe de tomar un periodo fijo donde se tiene una cantidad constante de estaciones para ver como realmente varía a través del tiempo, sin ningún tipo de error técnico que puedan afectar su distribución.*
- *Otra de las variaciones importantes es la magnitud de completitud para ambos eventos ya que como dijimos anteriormente la red local capta la sismicidad de tipo microsísmica o sea a partir de magnitud 1  $M_L$  por ende la magnitud de completitud que pueda presentarse es menor, en cambio la magnitud que presenta el NEIC capta sismos superiores al grado 3  $M_W$  pero este mas presenta cierto tipo de anomalías debido a la falta de localización exacta, por lo tanto presenta una mayor magnitud de completitud*





**Figura 4.15** Distribución de eventos sísmicos idénticos y similares para los catálogos IGP - NEIC.

## 4.2 Cualidades y Deficiencias en los Catálogos.

Podemos encontrar ciertas virtudes inherentes a cada una de ellas y tomarlo mejor para lograr una fusión que nos permite mejorar nuestros resultados. En el siguiente cuadro, mostramos las cualidades y deficiencias de cada catálogo.

	CUALIDADES	DEFICIENCIAS
Catálogo NEIC	<ul style="list-style-type: none"> <li>Número de estaciones sísmicas, generalmente permanece constante, permitiendo la recepción de eventos de manera conforme.</li> <li>Buena distribución de sismos para terremotos importantes. Nos da una idea general de las zonas sismogénicas más importantes a nivel global.</li> <li>Posee catálogo de mecanismos focales para eventos &gt; a 5 <math>M_W</math>.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Error de localización de eventos con magnitudes menores, cuyo valor promedio es ubicado en 33Km</li> <li>Posee una red telesísmica, los eventos de magnitudes menores (<math>4.0M_W</math>) registran errores más amplios en sus parámetros sísmicos.</li> <li>Muy escasa información microsísmica</li> </ul>
Catálogo IGP	<ul style="list-style-type: none"> <li>Mayor cantidad de datos (Sismos).</li> <li>Buena distribución de estaciones sísmicas para estudios e investigaciones regionales</li> <li>Posee una baja magnitud de completitud (<math>3.9 M_L</math>), por lo tanto posee una mayor cantidad de eventos.</li> <li>Mejora constante de la Red Sísmica nacional: Estaciones satelitales.</li> <li>Buena descripción sobre sismicidad cortical asociada a procesos de deformación tectónica (fallas), etc.</li> <li>Buena recopilación de datos sísmicos para diseñar el modelo de la geometría de la subducción.</li> <li>Buen sistema de Cooperación Internacional</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Inadecuada distribución de estaciones sísmicas para estudios e investigaciones locales.</li> <li>Constante aumento o reducción de las estaciones sísmicas, mostrando disminuciones en el umbral de magnitud</li> <li>No reporta de manera rutinaria las soluciones para mecanismos focales, peor si posee los datos para desarrollarlo.</li> </ul>

**Tabla 4.3** Cualidades y deficiencias de los principales catálogos utilizados: NEIC, 1973- 2006; e IGP, 1982 – 2005.

## CAPÍTULO V

# *Características generales de la sismicidad en el Perú.*

### **5.1. La zona sismogénica.**

La continua fricción entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana da origen a los sismos más violentos conocidos a lo largo de la historia del Perú (Silgado, 1978; Dorbath et al., 1990b; Rodríguez & Tavera, 1991). Esta fricción se realiza a lo largo de toda su superficie de contacto; es decir, sobre una longitud de 7000 Km aproximadamente, pero los deslizamientos que dan origen a la actividad sísmica solamente involucran segmentos de longitud menor, permitiendo considerar áreas pequeñas de ruptura. Estas áreas son conocidas como «zonas sismogénicas», y sus superficies de fricción no son visibles debido a que se encuentran por debajo del nivel del mar; sin embargo sus dimensiones pueden ser estimadas a partir de la distribución de las réplicas de los eventos más importantes (Tavera & Bernal, 2005)

La longitud promedio global de la zona sismogénica se encuentra entre los 10 y 40 Km de profundidad (Hyndman et al., 1997). Shimamoto et al, (1993) dividieron a la zona sismogénica en tres principales áreas:

1. *Límite asísmico superior (updip seismogenic limit).*
2. *Zona sismogénica propiamente dicha y (superficie de fricción)*
3. *Límite asísmico profundo (downdip seismogenic limit).*

El updip ó límite superior está definido por eventos de baja magnitud y réplicas de sismos de gran magnitud, denominándosele también “frente asísmico” (Pacheco et al, 1993), estos autores proponen que este fragmento de la zona bloqueada (updip asísmico) acarrea sedimentos terrígenos provenientes de la erosión del prisma de acreción, permitiendo un deslizamiento estable entre las Placas por tener una fricción baja o nula, lo que origina una zona asísmica. Posteriormente, las zonas de la subducción pueden volverse sísmicas cuando alcanzan las zonas sin sedimentos, que es la zona donde prácticamente se inicia el contacto entre las dos Placas. Pacheco et al (1983), también notaron que el límite superior (updip) coincide con el punto donde, por efectos de temperatura, se produce deshidratación y el reemplazamiento de arcilla estable (esmectita) a arcilla rica en illita-clorita que ocurre a 100-150°C y a profundidades de 5 a 15 Km. Esta transición muestra como los sedimentos arcillosos provenientes de la corteza juegan un rol importante en la definición del updip.

Por su parte, el downdip o límite profundo, posee dos límites, dependiendo del tipo de subducción y estructuras adyacentes. Para zonas de subducción calientes relativamente jóvenes quizá esté limitado termalmente (Savage et al, 1991). Ya que a ciertas profundidades las rocas alcanzan una temperatura donde su comportamiento se vuelve plástico. Esta transición frágil-dúctil ha sido definida como la razón principal de que la mayoría de sismos corticales continentales estén confinados a profundidades menores de 30 Km. Algunas mediciones obtenidas en laboratorios indican que ésta temperatura crítica sería ~350°C. (Tse & Rice, 1986).

Otra alternativa de límite del downdip sería la zona de antearco del manto (figura 5.1) (Tichelaar & Ruff, 1991). Este límite se define para zonas de subducción de arco de isla y/o debajo de corteza continental. Estas zonas del manto superior son usualmente asísmicas debido a la presencia de serpentinas muy deslizantes y bastante dúctiles, alterando las propiedades de la subducción en esta zona. La localización del contacto entre la falla (subducción) y el antearco del manto depende de las estructuras de la corteza, para márgenes continentales, ésta zona de contacto se encuentra a ~40 Km de profundidad, es decir a ~100 Km de distancia del eje de fosa. Este límite concuerda con

el límite en profundidad del acoplamiento sísmico (seismic coupling) estimado Tichelaar & Ruff (1993).

Por su parte Reinen & Tullis, (1995) han mostrado que la serpentina exhibe un deslizamiento estable con una tasa de deformación muy baja, por lo tanto, un sismo de ruptura de origen superficial se propagaría a corta distancia, ya que la serpentina haría que la velocidad de propagación para sismos fuertes sea mucho menor, originando que posea un comportamiento asísmico (límite del *downdip*). El estilo estructural (*steep slab* y/o *flat slab*) y la estructura termal pueden modificar el tamaño de la zona sismogénica. Además no olvidar que la temperatura juega un papel importante durante la fricción de las Placas ya que, produce la variación de las propiedades de los materiales en contacto como la dureza y/o ductibilidad. Entonces la zona de ruptura de grandes terremotos sería más grande si la interfase es más fría, esta zona de ruptura está definida por la distribución de réplicas. El tamaño de la zona sismogénica es de gran interés porque es proporcional a la liberación máxima de terremotos intraplaca (Gutscher et al, 2000).

Hyndman et al. (1997) recopilaron datos termal para las principales zonas de subducción en el mundo, para la subducción de la Placa de Nazca (sur de Chile) encontraron que había poca generación de calor, lo cual difería totalmente con otras zonas de subducción. Esto podría deberse a que la Placa de Nazca subduce con un ángulo de buzamiento bajo. Entonces el límite del *downdip* no podría estar controlado termalmente ( $\sim 350^{\circ}\text{C}$ ), entonces estaría definido por la reaparición de rocas débiles como la serpentina (Stern, 2002), la cual le da a esta zona un comportamiento estable (deslizamiento) produciendo una zona sismogénica más angosta. (Hyndman et al, 1997). En el Perú los sismos históricos (Silgado, 1978, Dorbath et al., 1990b) corresponden a las zonas más fuertemente bloqueadas (zona sismogénica del Perú).

Para poder apreciar mejor el tamaño de la zona sismogénica en el Perú debemos observar el histograma de profundidad, la cual da una idea del tamaño medio de la zona sismogénica. F. Grange implementó una red temporal bastante densa (43 estaciones sísmicas) para el periodo 1980-1981 (Fig. 3.4) localizando eventos de hasta 300 Km de profundidad durante el periodo íntersísmico. Esta red permite mostrar de una manera más adecuada la zona sismogénica media para el sur del Perú (Figuras 5.1, 5.2). Para las zonas norte, centro y sur utilizamos la base de datos del IGP referida en los capítulos anteriores, de tal manera que podamos comparar los resultados con ambas bases de datos.



Hay que resaltar que los datos obtenidos por el IGP pueden tener un margen de error ( $\pm 5$  km de profundidad), debido a que su red sísmica no cuenta con la cantidad de estaciones necesarias para registrar de manera adecuada la sismicidad.

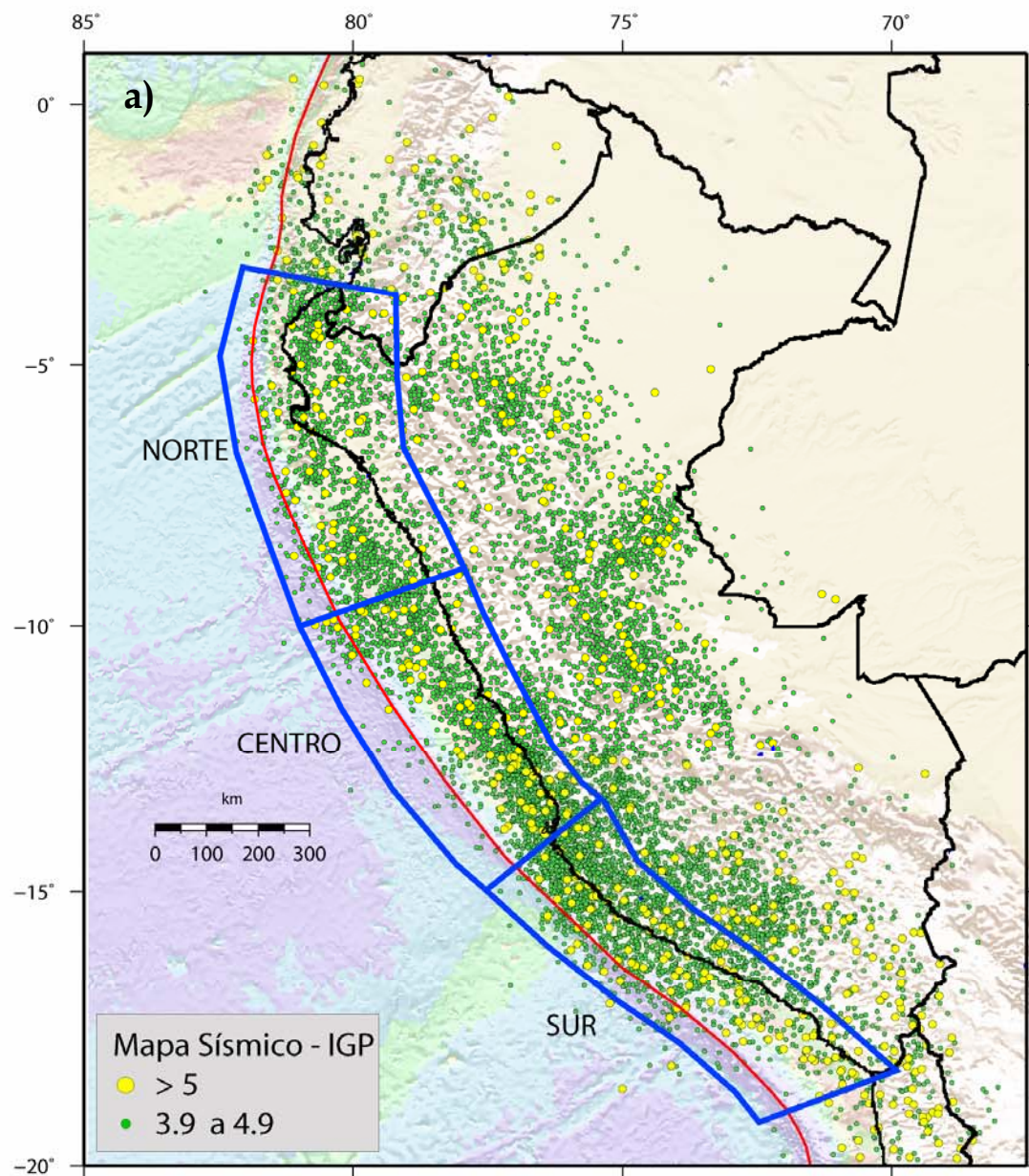
	Profundidad media de la zona sismogénica (Km)		
	Región Norte	Región Centro	Región Sur
<b>Red local (IGP)</b>	47	45	45
<b>Red temporal (Grange,1984)</b>	--	--	38

**Tabla 5.1.** Profundidad media de la zona sismogénica (Km). Usando datos del IGP (local: Periodo 1982 – 2005) y de F. Grange (Temporal: Periodo 1980 – 1981)

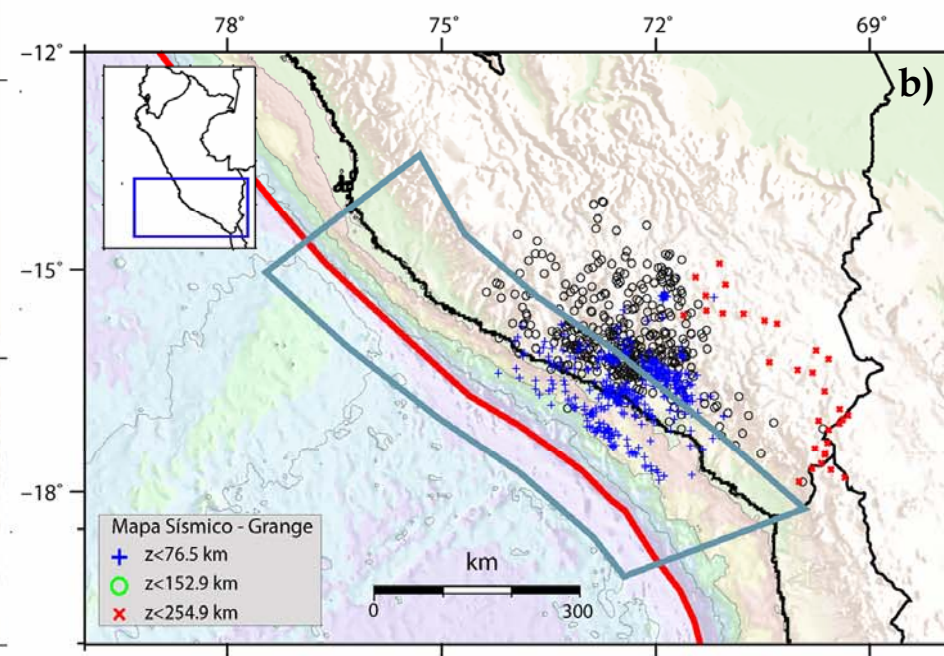
Basándonos en los análisis anteriores, los principales factores que facilitan el deslizamiento y los límites de la zona sismogénica en el área de la subducción donde ocurren eventos fuertes son:

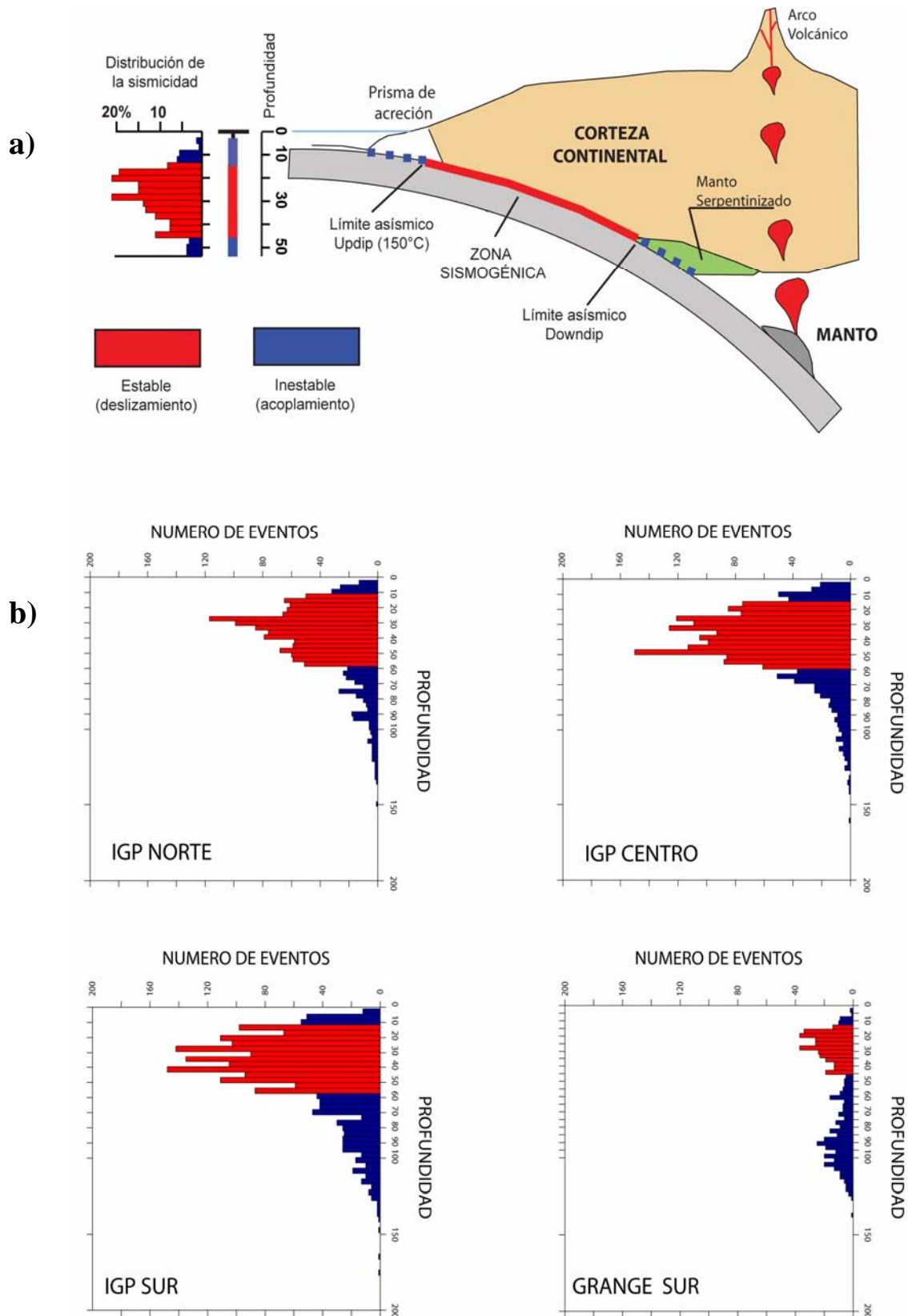
1. *La baja temperatura y el deslizamiento estable, especialmente en zonas con presencia de arcillas terrígenas (límite de updip).*
2. *Temperaturas corticales altas, que producen deslizamiento estable (límite del downdip)*
3. *El manto de serpentinita que se encuentra a temperaturas entre 100°C y 200°C, dependiendo del tipo de subducción y los límites de ruptura cosísmicos.*

De acuerdo con Bernal (2002), se puede considerar que el ángulo de contacto entre las Placas de Nazca y sudamericana es casi homogéneo en las regiones norte, centro y sur del Perú con un valor de 30° aproximadamente hasta los 120 Km de profundidad, a partir de la cual varía en las 3 zonas. A fin de realizar un análisis más detallado de la zona sismogénica, utilizamos los histogramas de profundidad de la sismicidad, la cual nos dará una idea de su tamaño.



**Figura 5.1** a) Mapa sísmico del Perú con datos del IGP depurado, mostrando las áreas del norte centro y sur del Perú utilizadas en la determinación de la zona sismogénica. b) Mapa sísmico del Perú con datos temporales de F. Grange (1984), mostrando el área sur del Perú utilizadas en la determinación de la zona sismogénica.





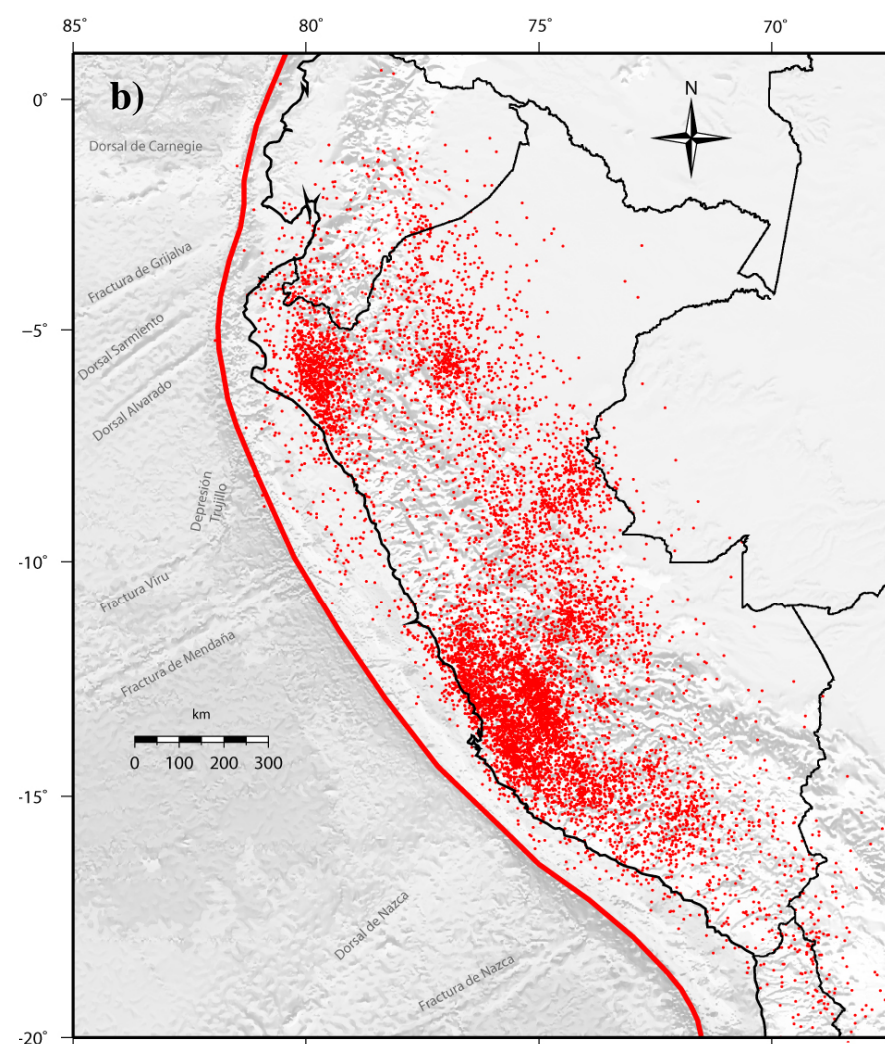
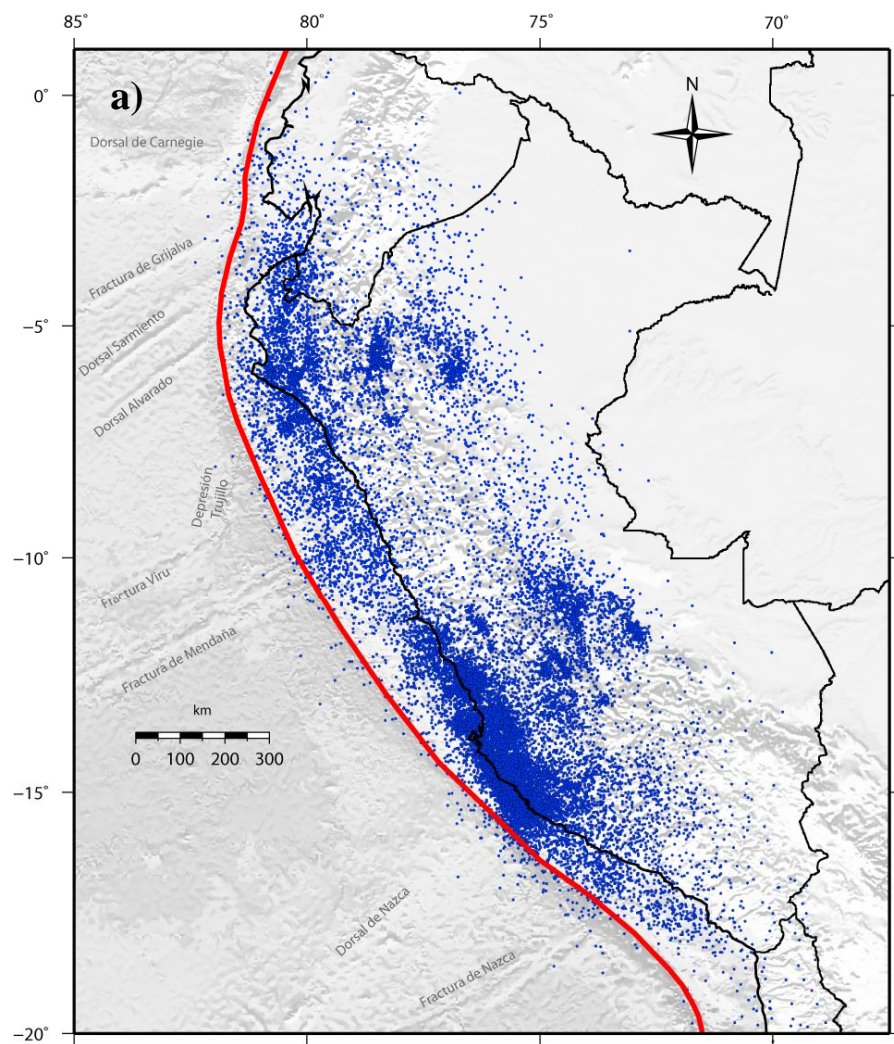
**Figura 5.2** a) Características y límites asísmicos de la zona sismogénica de la subducción en el sur del Perú usando datos de Grange (1984). b) Histogramas mostrando la profundidad media de la zona sismogénica para en norte, centro y sur del Perú. Los datos de GRANGE SUR son los mismos que en (a).

## 5.2 Distribución espacial de sismicidad.

Las características de la distribución espacial de la sismicidad, puede ser analizada en las figuras 5.1 y 5.2, la misma que contiene la sismicidad del Perú para valores  $> 3.9 M_L$  en IGP, y  $> 4.7 M_W$  en NEIC (catálogos depurados). Los sismos con foco superficial (Figura 3.5a y 3.6a, círculos rojos) se distribuyen en dirección paralela a la línea de Costa. En esta zona se producen con relativa frecuencia sismos de magnitud elevada. Estos eventos sísmicos vienen asociados al fraccionamiento producido por la subducción de la Placa de Nazca debajo de la Placa Sudamericana. El segundo grupo importante de sismicidad con foco superficial ( $< 60 \text{ Km}$ ) se localiza en el interior del continente. Detrás de los Altos Andes, siendo estos sismos de menor magnitud y poco frecuentes. (Bernal & Tavera, 2001). La actividad sísmica, conserva un comportamiento homogéneo en el Norte y Centro del Perú hasta alcanzar la zona donde se encuentra con la Dorsal de Nazca, la deflexión de Abancay y la meseta Altiplánica ( $14^{\circ}30'$ ). Éstas estructuras, geológicamente marcan las pautas para un cambio radical de la sismicidad (Bernal, 2002), existen además algunas estructuras que se encuentran en la Placa de Nazca y, también poseen influencia sobre la sismicidad, como son la fractura de Mendaña y la fractura de Nazca, paralelas entre sí y perpendiculares a la fosa.

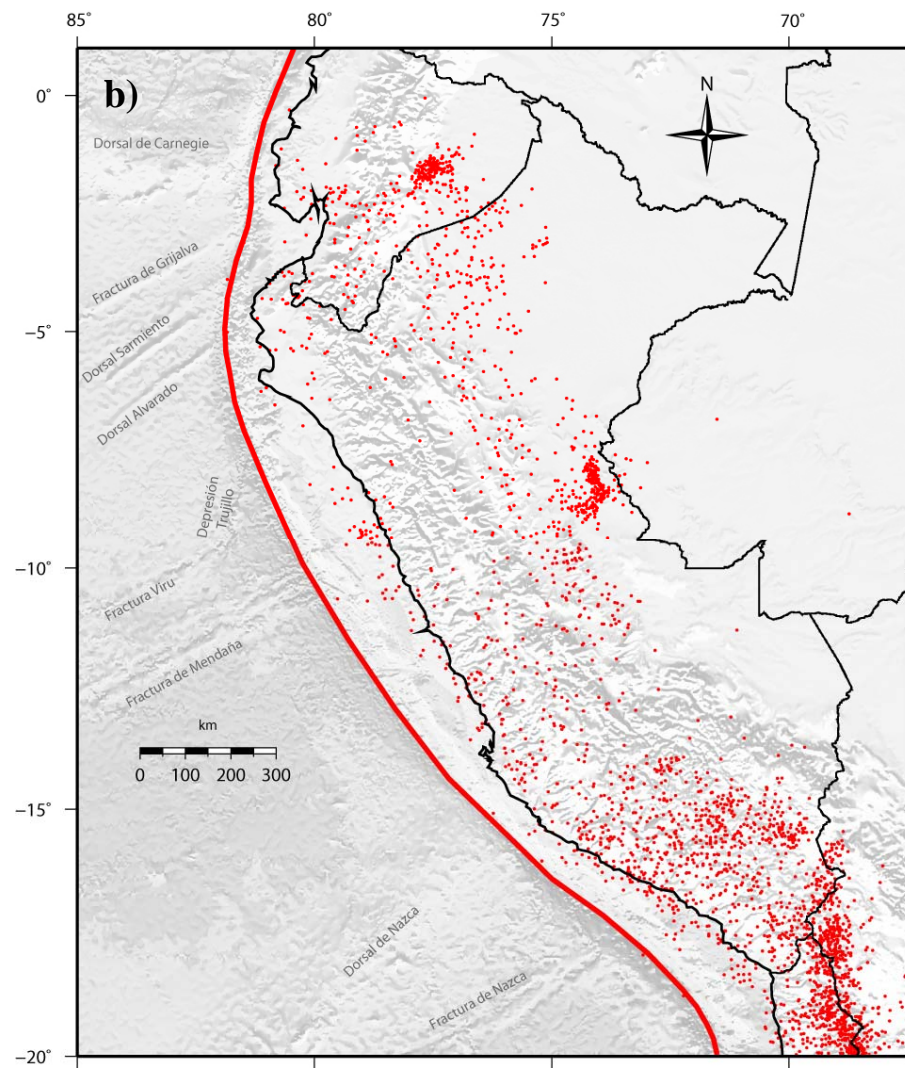
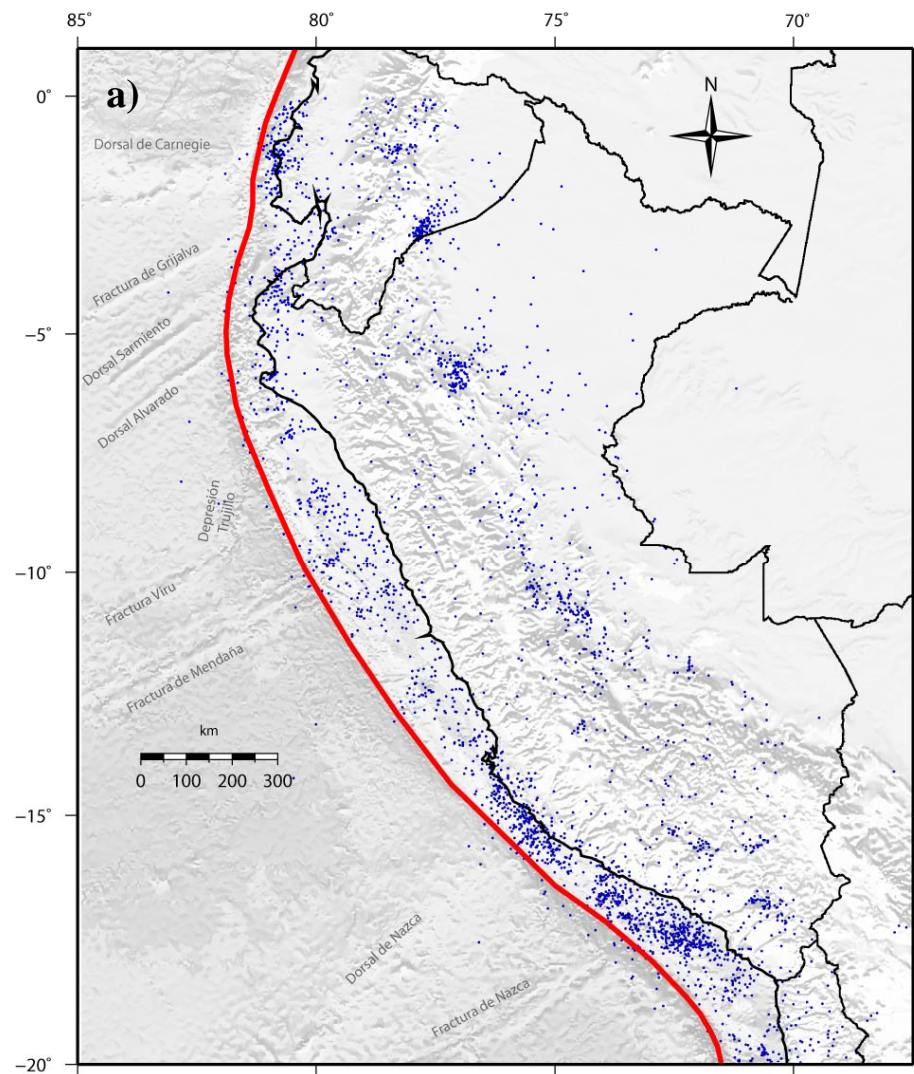
Los eventos de profundidad intermedia. (60-300Km), según Tavera & Buforn (2001) se distribuyen de manera irregular (Figura 3.5b y 3.6b); sin embargo, es posible distinguir tres principales grupos. El primero se distribuye paralelo a la línea de Costa por debajo de la coordenada  $9^{\circ}\text{S}$  y se caracteriza por la frecuente ocurrencia de sismos de magnitud elevada, el segundo grupo se localiza en la región Norte y Centro, con sismos que se distribuyen a lo largo de la Cordillera Oriental y la Zona Subandina siguiendo alíneamientos NW-SE. El tercer grupo y el más importante, se distribuye sobre toda la región sur presentando una actividad sísmica totalmente diferente, así como un mayor índice de sismicidad con respecto a las zonas anteriores. Aunque no es nuestro objetivo el análisis de la sismicidad muy profunda ( $> 300 \text{ km}$ ), es importante describirlos para tener un conocimiento general de la sismicidad. Estos sismos con foco profundo se localizan formando dos grupos, cerca del borde Perú – Brasil entre  $6^{\circ}$ - $11^{\circ}$  Sur con una distribución N-S sobre la longitud de 500Km y el segundo grupo en la región sur en el borde Perú-Bolivia. Entre  $13^{\circ}$ - $14^{\circ}$  Sur, con una orientación próxima a G-W. Estos eventos tienen magnitudes que van de moderadas a fuertes, pero por su profundidad elevada, prácticamente no son sentidos en superficie (Bernal, 2002).



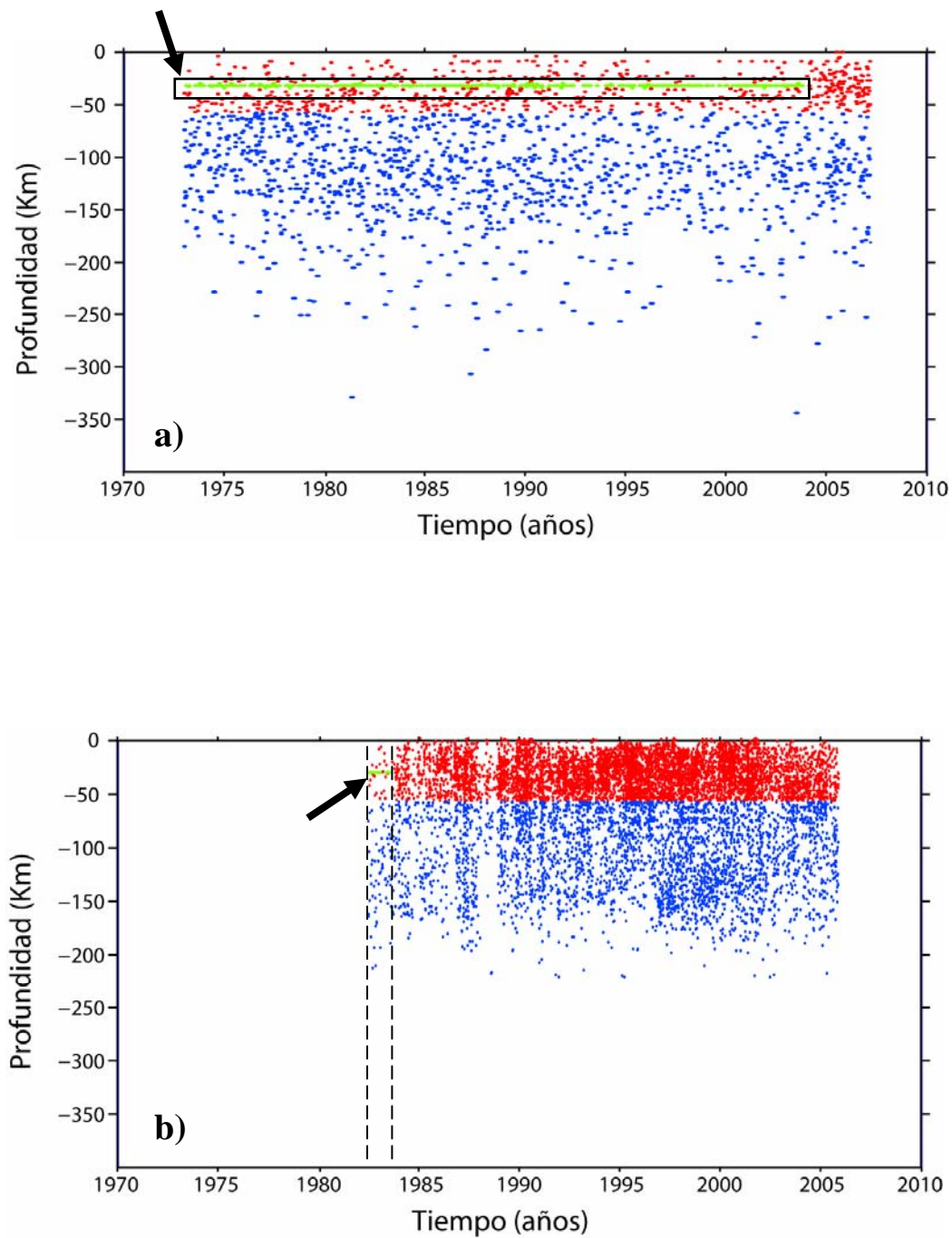


**Figura 5.1** Distribución de la sismicidad en función de la profundidad para el catálogo IGP, ocurridos entre 1982 - 2005,  $M_L \geq 3.9$ . a) Sismos con foco superficial ( $h \leq 60$  Km). b) Sismos con foco intermedio ( $60 > h \leq 300$  Km).





**Figura 5.2** Distribución de la sismicidad en función de la profundidad para el catálogo NEIC, ocurridos entre 1973 -2006,  $M_W \geq 4.7$ . a) Sismos con foco superficial ( $h \leq 60$  Km). b) Sismos con foco intermedio ( $60 > h \leq 300$  Km).



**Figura 5.3** Grafico de PROFUNDIDAD vs. TIEMPO de la sismicidad en el Perú. Los puntos rojos son sismos con foco superficial ( $< 60$  Km) y los puntos azules son sismos con foco intermedio ( $60 - 300$  Km). a) Catálogo NEIC, ocurridos entre 1973 -2006, con magnitudes  $>4.7 M_w$ . El cuadro negro (puntos verdes) muestra los eventos de magnitudes menores que han sido mal ubicados en profundidad, a lo cual el modelo NEIC coloca éstos eventos a una profundidad por defecto (33 Km.) b) Catálogo IGP, ocurridos entre 1982 -2005,  $> 3.9 M_L$ . La zona de líneas punteadas corresponden al error característico del NEIC. Estos eventos aparecen aquí debido a que durante ese periodo, (1982-1983) los datos locales fueron muy escasos, siendo reemplazados por el total de eventos del catálogo NEIC.

### 5.3 Control estructural.

#### 5.3.1. Sistemas de falla asociados a la sismicidad.

La intensa deformación cortical en el territorio peruano, tiene su expresión máxima en la formación y activación de fallas. Esta continua deformación, se debe a la orogénesis de la cadena Andina desde el Paleozoico superior, que continuó en el Mesozoico y terminó de adquirir su forma definitiva en el Cenozoico, prologándose hasta la actualidad (Palacios et al., 1995).

Esta deformación permanente revela que los Andes se caracterizan por ser un cinturón sísmico activo, debido a la subducción (Grange et al., 1984). Además de la sismicidad generada por la subducción, existe sismicidad de foco superficial ( $h < 60$  Km) en el interior de la corteza continental, la cual es generada por activación o reactivación de fallas y vulcanismo cuaternario. (Bernal, 2002) Estos sismos asociados a fallas (Figura 5.4.) son generalmente de baja intensidad ( $< 6M_L$ ), aunque el riesgo sísmico, demuestra que pueden generar considerables daños. Por ejemplo, en la Zona Subandina los sismos de 1990 y 1991 reactivaron el sistema de falla de Moyabamba; en la Cordillera Oriental, la falla de Tambomachay fue reactivada con el sismo de 1986; en la Cordillera Occidental, la falla de Quiches fue reactivada con el sismo de 1946, la falla de Huaytapallana debe su identificación a dos sismos ocurridos en 1969; en la alta Cordillera, la falla de Ayacucho fue reactivada con los sismos de 1981 y 1999.

A continuación describiremos las características de los principales sistemas de fallas neotectónicas, (Sébrier, et al., 1985 y 1988; Macharé et al., 2003), y la sismicidad que éstas producen en la corteza continental. (Figura 5.3)

- **Zona Costanera:** En esta zona, al Norte de  $5^{\circ}\text{S}$  se ubica la falla de Huaypira (HP), con orientación NE-SW y E-W. Entre  $14^{\circ}\text{S}$  y  $16^{\circ}\text{S}$ , se observa la presencia de la falla de Marcona (MA) con orientación NW-SE y a la altura de  $16.5^{\circ}\text{S}$  destaca la falla de la Planchada (PL) con orientación NW-SE. Estas fallas presentan longitudes del orden de 90 km en promedio y según evidencias de campo corresponderían a fallas de tipo normal.

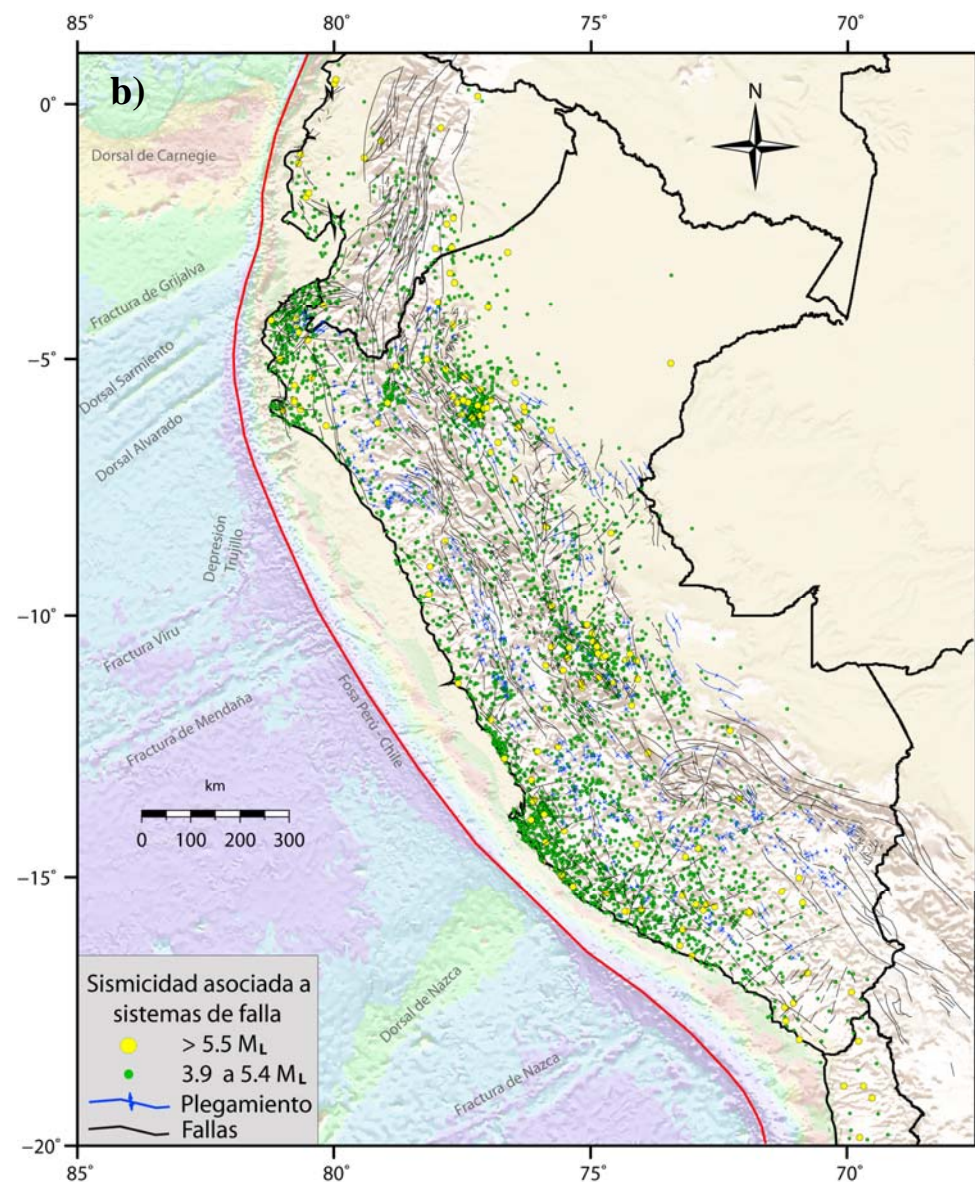
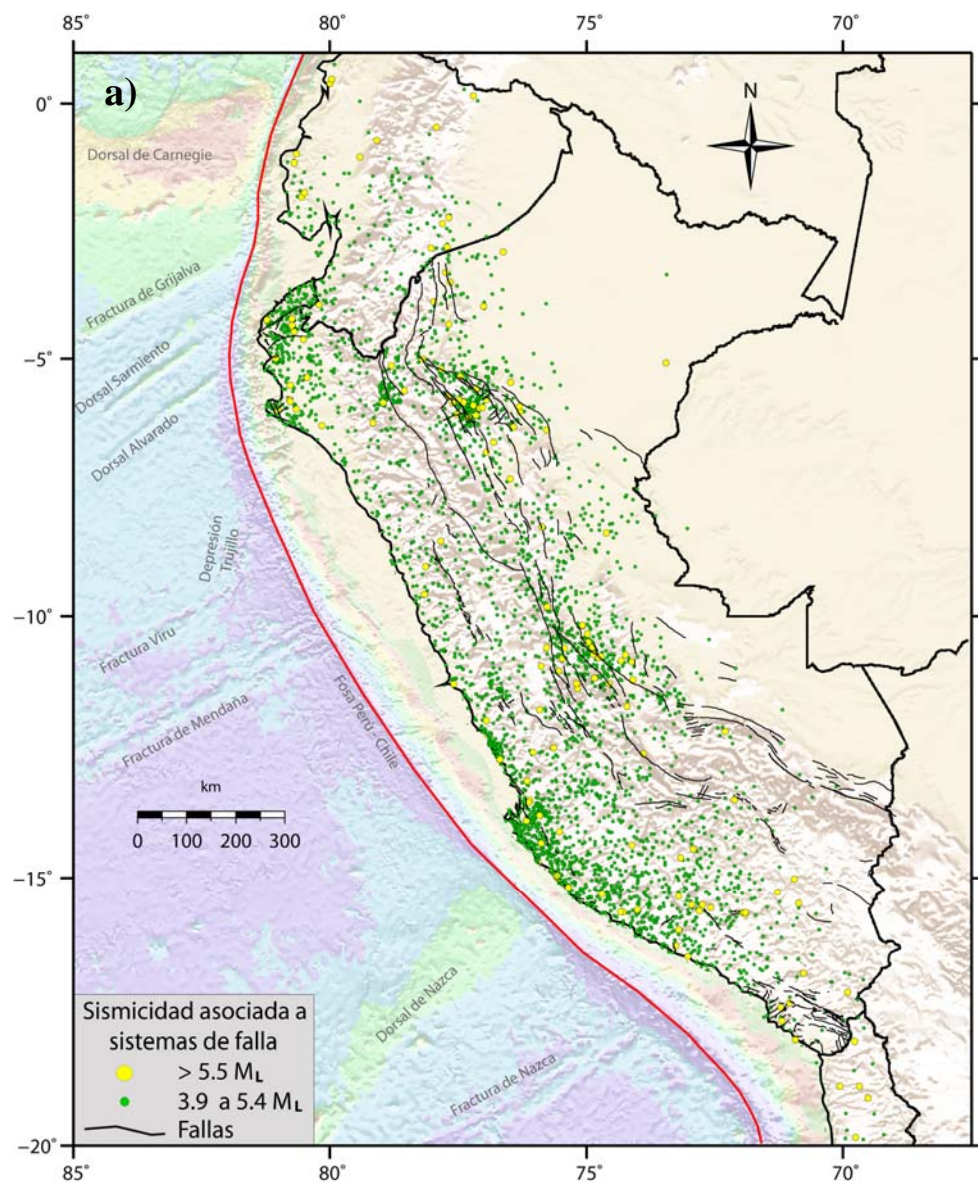
- ***Cordillera Oriental y Occidental:*** El importante proceso de levantamiento que ha sufrido la Cordillera Andina, ha permitido la formación del sistema de falla que se localiza al pie de la Cordillera Blanca y que lleva el mismo nombre (CB). Ésta falla es de tipo normal y de las de mayor extensión en el mundo (200 Km ), y presenta su buzamiento en dirección SW.

A la altura de la coordenada de 16°S aparece la falla de Pampacolca (PC) con una longitud de 30 km, siendo esta de tipo normal con buzamiento en su plano principal en dirección SW. Por otro lado, la falla de Ichupampa (IP) se ubica entre 17°S y 18.5°S sobre una longitud de 220 km aproximadamente, es de tipo normal con buzamiento hacia el SW y conforme se extiende hacia Chile buza, hacia el Oeste. En la zona de alta Cordillera sobresale el sistema de falla de Huaytapallana (HU), ubicada en la latitud de 12.5°S. Estas fallas son de tipo inverso, en promedio alcanzan una longitud de 25 km en dirección NW- SE y buzamiento hacia el SW.

En la región Sur del Perú, se ubica el sistema de fallas de Tambomachay (TM) entre 13°S - 14.5°S, el mismo que prácticamente cruza de Norte a Sur a todo el extremo Sur del departamento del Cuzco. Este mismo sistema considera además, a un importante número de fallas de tipo normal que se distribuyen siguiendo diversas direcciones. La mayor de estas fallas se orienta en dirección Este - Oeste (fallas de Viscachani, Alto Vilcanota, Pomacanchi y Langui-Layo).

- ***Zona Subandina:*** En esta zona destacan los sistemas de fallas del Alto Mayo (AM), ubicadas ente las coordenadas de 4°S a 8°S, uno de los ramales del centro de este sistema, recibe el nombre de falla de Moyobamba, el sistema de falla de Satipo - Amauta (SA) entre 9°S y 12°S y el sistema de fallas de Madre de Dios (MD) entre 12°S y 14°S. Todos estos sistemas, presentan fallas de diferentes longitudes (del orden de 300 a 500 km ) y en general se orientan paralelas a la Cordillera Andina con buzamiento hacia el SW.





**Figura 5.4** Sismicidad cortical ( $h < 60$  Km) asociada a sistemas de falla. La sismicidad corresponde al catálogo IGP. **a)** Mapa sísmico con fallas neotectónicas del Proyecto de INGEMMET, actualizado al 2007. **b)** Mapa sísmico con fallas tectónicas y plegamientos. (Mapa tectónico del Perú, INGEMMET - 1994)



### 5.3.2. Sismicidad Asociada al vulcanismo.

Según Minakami (1974), existen algunos tipos de fuentes sísmicas asociadas con la actividad volcánica.

1. **Sismos Volcánicos Tipo A:** generalmente pequeños ( $M \leq 6$ ) ocurren a profundidades de 1 a 20 Km bajo los volcanes, presentan altas frecuencias y el comienzo de los registros de estos eventos en los sismogramas es súbito y abrupto.
2. **Sismos Volcánicos tipo B:** ocurren cerca de los cráteres activos; son arribos muy someros y de magnitudes muy pequeñas, presentando graduales emergentes; son aparentemente ondas superficiales. A veces, generalmente antes de una erupción, se observa en los sismógrafos que operan sobre el volcán una vibración más o menos continua, llamada *Tremor Volcánico*. Esta vibración es probablemente causada por movimientos de la columna magmática y/o por multitud de enjambres de sismos tipo B. Sirve también como ayuda para la predicción de erupciones.
3. **Sismos Volcánicos Explosivos,** generados por las erupciones explosivas; su magnitud que es proporcional a la energía cinética de la erupción, es generalmente pequeñas y son sentidos solamente alrededor del volcán. Esto se debe a que la mayor parte de la energía de la erupción se disipa en el aire; las grandes erupciones explosivas generan una *onda de aire*, la cual se propaga como onda sónica en el aire y que es a menudo registrada por los sismógrafos instalados cerca del volcán.

La ocurrencia de sismos tectónicos fuertes como el ocurrido el 20 de octubre del 2006. Ocasionó cambios en la estructura geológicas superficiales mostrando fallamientos y grietas en la superficie y alrededor del volcán Ticsani, como lo demostró un reconocimiento de campo, cuyo objetivo fue instalar estaciones sismográficas temporales para monitorear el volcán, debido al constante movimiento sísmico pudo haber reactivado el volcán. (Rivera, 2006). En las regiones centro y sur del Perú, la actividad volcánica desapareció hace 8 Ma aproximadamente.



**Figura 5.5.** Falla activa producido por Sismo de Octubre del 2005. Rumbo: N322° Altitud: 4114m. En los Alrededores del Volcán Ticsani. Se desarrollo una salida de campo para el monitoreo del Volcán Ticsani (Noviembre 2006), debido a la crisis sísmica surgida en Octubre del 2006 generada por una posible reactivación magmática.

## CAPÍTULO VI

# *Estructuras que modifican el patrón de la sismicidad en el Perú.*

### 6.1. Variación de la sismicidad.

La subducción de anomalías topográficas (i.e. dorsales y/o montes marinos) está caracterizada por presentar ciertos rasgos: una subducción de tipo flat *slab* (subducción subhorizontal o de bajo ángulo), una ausencia de volcanes en tierra y una alta tasa de erosión tectónica (Hampel et al., 2004; Vogt et al., 1976). En otras palabras toda la dinámica de la subducción y por ende, la actividad sísmica que se genera durante este proceso, está influenciada por estas anomalías topográficas. Además, Robinson et al. (2006) sugieren que los eventos sísmicos pueden propagarse alrededor o por encima de zonas de fractura que se encuentran en las placas oceánicas actuando como *barreras* o *parches* morfotectónicos. Es decir, al incremento del esfuerzo generado por un sismo de gran magnitud en estas áreas puede ocasionar ruptura en estas mismas barreras si se llega a alcanzar el valor del esfuerzo crítico para producir la activación de estas fallas o barreras.

En el Perú, mas específicamente en la Placa de Nazca, presenta ciertas características morfotectónicas que han sido descritos en capítulos anteriores, que pueden producir una variación medible en el patrón de la sismicidad. Estas estructuras en orden de

importancia son: Dorsal de Nazca, la fractura de Mendaña, la fractura de Nazca y la depresión submarina Trujillo (Trujillo Trough) y una probable meseta que actualmente se encontraría completamente en subducción denominada Meseta Inca.

Una vez reconocidas las principales características tectónicas de la Placa de Nazca realizaremos el análisis y evaluación detallada de cómo estas estructuras evidencian una variación en el patrón de la sismicidad, a partir de la base de datos geofísica anteriormente calificada. Realizaremos este análisis de la distribución sísmica sobre mapas, mostrando en primer lugar su distribución geográfica para poder observar las variaciones tanto en latitud, longitud y profundidad, y de esa manera reconocer las áreas donde la sismicidad posee un comportamiento anómalo. Una vez ubicados éstas zonas realizamos perfiles paralelos y perpendiculares en niveles de profundidad.

#### **6.1.1. Fractura de Mendaña.**

- *Secciones paralelas (M1 a M3):* En la sección M2 se encuentra la zona de fractura, se observa que los sismos aumentan considerablemente siendo la sección que posee sismicidad  $>5M_L$ , incluso se genera sismicidad a 150 km al oeste de la fosa. M1 y M3 abarcan la secciones laterales, aquí el número de sismos es mínimo, disminuyendo considerablemente los eventos  $>5M_L$ .
- *Secciones perpendiculares (M4 a M9):* En M4 y M5 se produce sismicidad en la zona de fractura anterior a la fosa. La evidencia más saltante de todas las secciones se aprecia en la laguna sísmica formada en la zona de fractura (Fig. 6.4). Además en las secciones M5, M6 y M9 se produce eventos  $>5mb$  en la zona de la fractura que se encuentra debajo de la Placa sudamericana.

#### **6.1.2 Fractura de Nazca.**

- *Secciones paralelas (N1 a N3):* En la sección N2 (sobre la fractura misma) la distribución de la sismicidad muestra dos aspectos importantes: el primero considera la existencia de sismicidad con magnitudes  $>4M_L$  en la zona anterior a la fosa y el que corresponde a la porción de la fractura subducida. La sismicidad de gran magnitud ( $> 5 M_L$ ) disminuye en la zona sismogénica con respecto a las secciones N1 y N3. A pesar de ser una de las zonas sísmicamente más activas del Perú.





### 6.1.3 Depresión Trujillo (Trujillo trough)

- *Sección paralela (T1)*: En esta sección, se observa la presencia de un número mayor de eventos  $>5M_L$  a lo largo de toda la depresión submarina, distribuyéndose un agrupamiento importante hacia el extremo izquierdo de la sección (Fig 6.6). El principal evento que haga presumir esta morfoestructura como generadora de terremotos, es el sismo del 20 de Noviembre de 1960 de magnitud  $6.8 M_W$ , que generó un Tsunami, que fue localizado en la zona donde la depresión de Trujillo subduce debajo del continente.
- *Secciones perpendiculares (T2 a T4)*: En esta sección se observa una importante disminución del número de sismos (Laguna sísmica), especialmente los  $>4M_L$ . En T3 se observa el evento del 20/11/1960 ( $6.8 M_L$ ).

### 6.1.4 Dorsal de Nazca (sección en subducción) y la Meseta Inca?

Gutscher et al. (1999), mostraron la posible existencia de una meseta actualmente subducida debajo del Nororiente Peruano, denominada “Meseta Inca”, basándose en el análisis de la sismicidad y la reconstrucción de la Placa Farallón. Los autores dedujeron que esta meseta Inca junto con la Dorsal de Nazca y la Dorsal de Iquique son un “espejo” con respecto a la meseta Marquesas, la Dorsal de Tuamotu y la Dorsal Austral, todas ellas pertenecientes a la Placa del Pacífico respectivamente (Figuras 6.2 y 6.3). Los autores enuncian que estas estructuras probablemente produjeron una subducción tipo *flat slab* en la Placa de Nazca, ya que al ser menos densas que la corteza oceánica producen un levantamiento del *slab* (Fig. 6.6), y que además coincide con la ausencia de vulcanismo.

La Dorsal de Nazca y la Meseta Inca comenzaron su subducción en forma oblicua durante el Mioceno medio (11 – 15 Ma) con una tasa de 7 a  $7.5 \text{ cm/año}$  (Hampel et al., 2002).

Rosenbaum et al. (2005), mostraron también una posible relación entre la generación de una gran número de depósitos metalogénicos de los Andes Peruanos durante el Mioceno (15 - 5 Ma) y la subducción de la Placa de Nazca debajo la Placa Sudamericana. La distribución espacial y temporal de estos depósitos corresponderían con el arribo de la Dorsal de Nazca en el centro del Perú y la actualmente subducida meseta Inca en el norte del Perú (*Flat slab*). Al desarrollar la reconstrucción de la Placa de Nazca (Fig 6.3), los autores muestran la existencia de una rápida reacción metalogénica originada por la

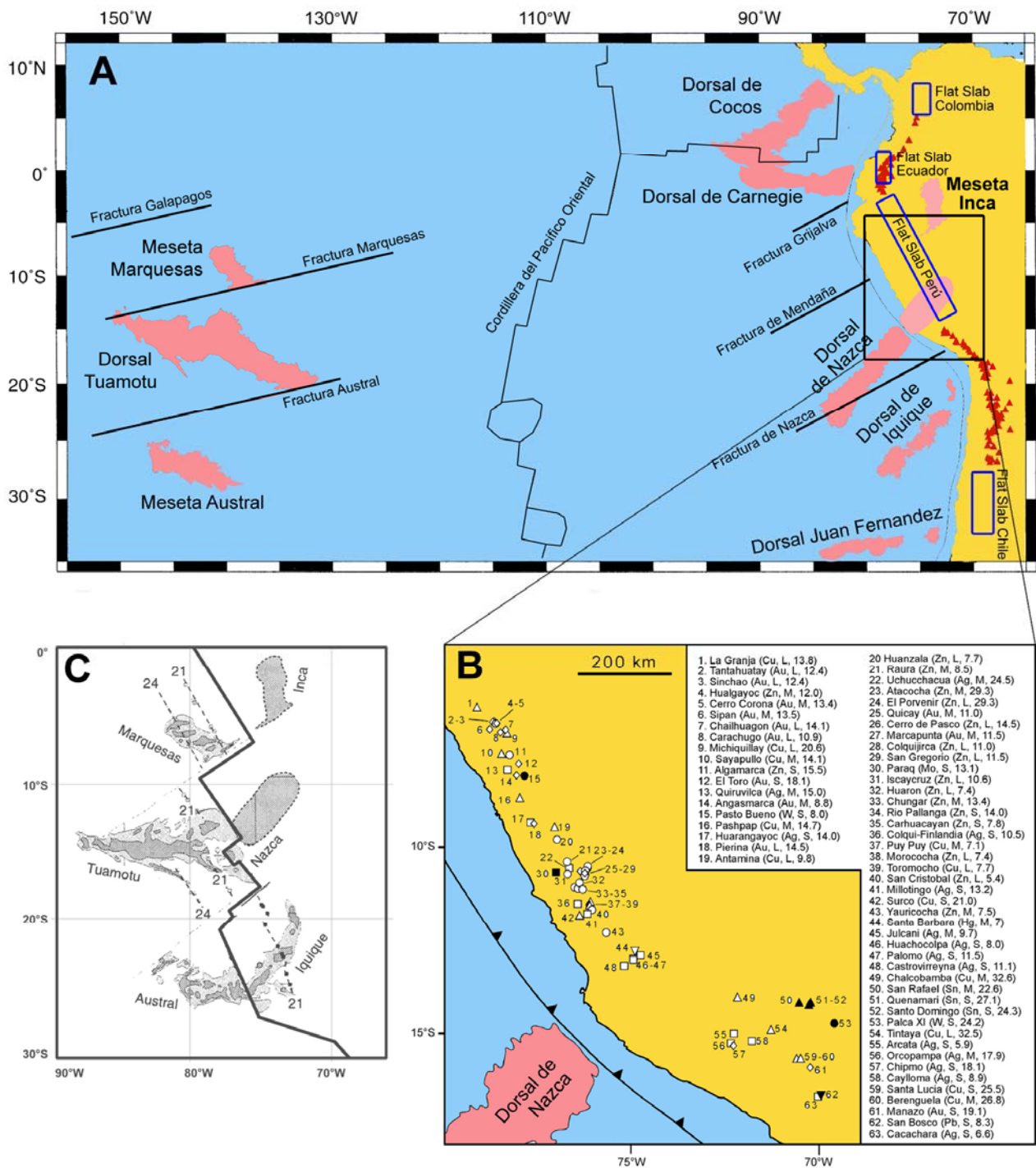
subducción de estas anomalías topográficas, reflejada en la generación de depósitos minerales hidrotermales en las proximidades de estas estructuras. Los autores evaluaron 382 localidades metalogénicas formados desde hace 35 Ma, finalmente excluidas todas las zonas cuyas edades de mineralización no fueran Miocénicas. La distribución temporal de estos depósitos se muestra claramente que tiene un inicio Miocénico (15 Ma), Por ejemplo Yanacocha cuya edad de mineralización es de 13 Ma; el hecho de que no hay una mineralización más joven en la zona de *flat slab* desde 10 Ma se podría explicar porque en ese momento la Meseta Inca se encontraba totalmente en subducción

Nosotros hemos examinado secciones sísmicas para poder encontrar alguna evidencia de la meseta Inca y mostrar también como afecta la Dorsal de Nazca a la actividad sísmica.

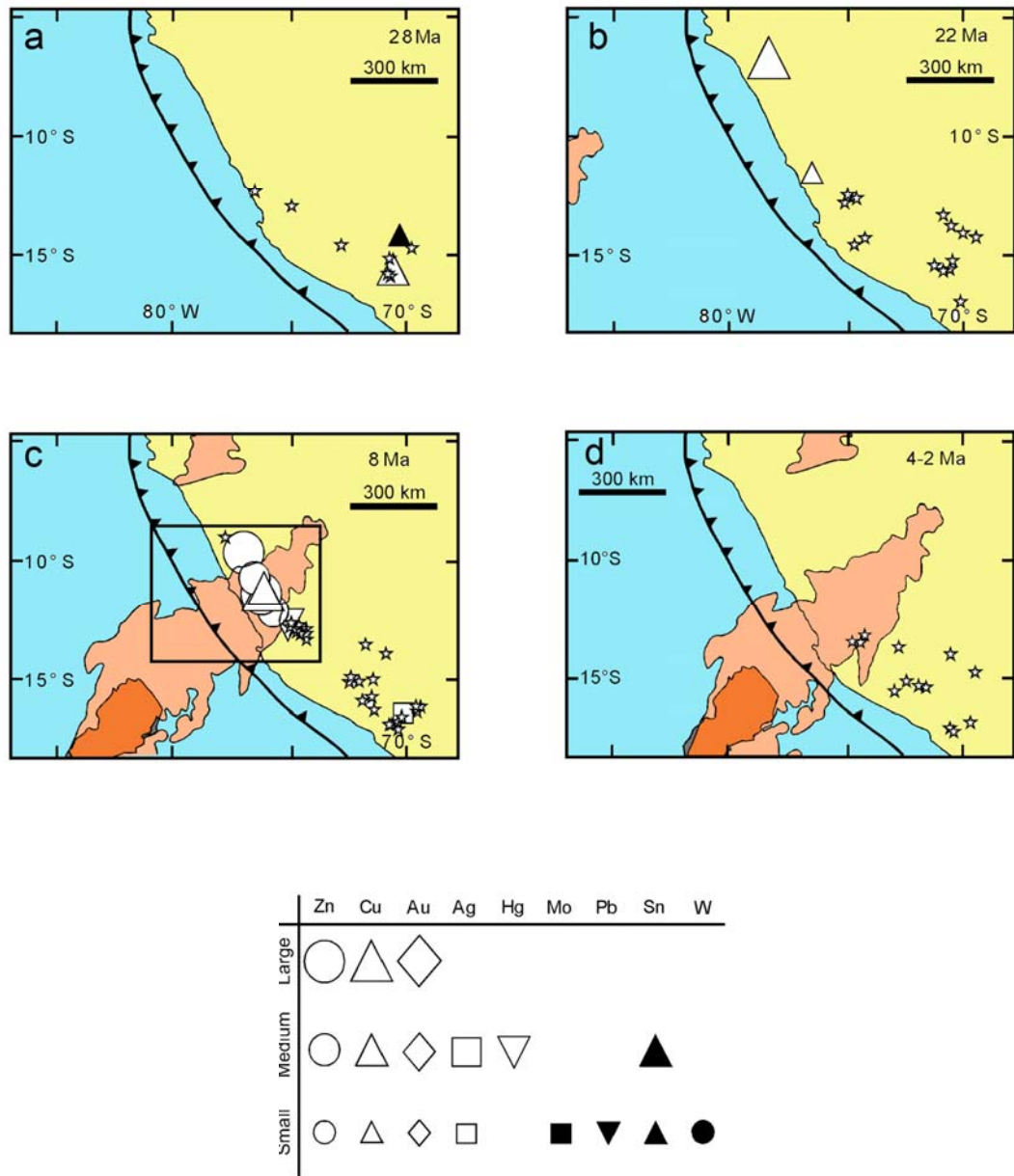
En la sección IP1 se observa una importante disminución del número de sismos  $> 4 M_L$  en dos zonas (Lagunas sísmicas) localizadas entre los Km 600-800 y 950-1150, y sobre todo en las zonas superiores a éstas, la sismicidad circundante es de baja magnitud. Entre ambas zonas se produce un considerable aumento de la sismicidad, que inclusive registra sismos  $> 5 M_L$ , eventos que prácticamente no tienen lugar en las lagunas sísmicas.

La primera zona corresponde muy bien con la extensión subducida de la Dorsal de Nazca, que según varios autores (Gutscher et al., 2000; Bernal, 2002), se produce debido a que ésta se introduce de forma lateral en la Placa Sudamericana funcionando como un sólido flotante (menor densidad) que produce el levantamiento del *slab*.

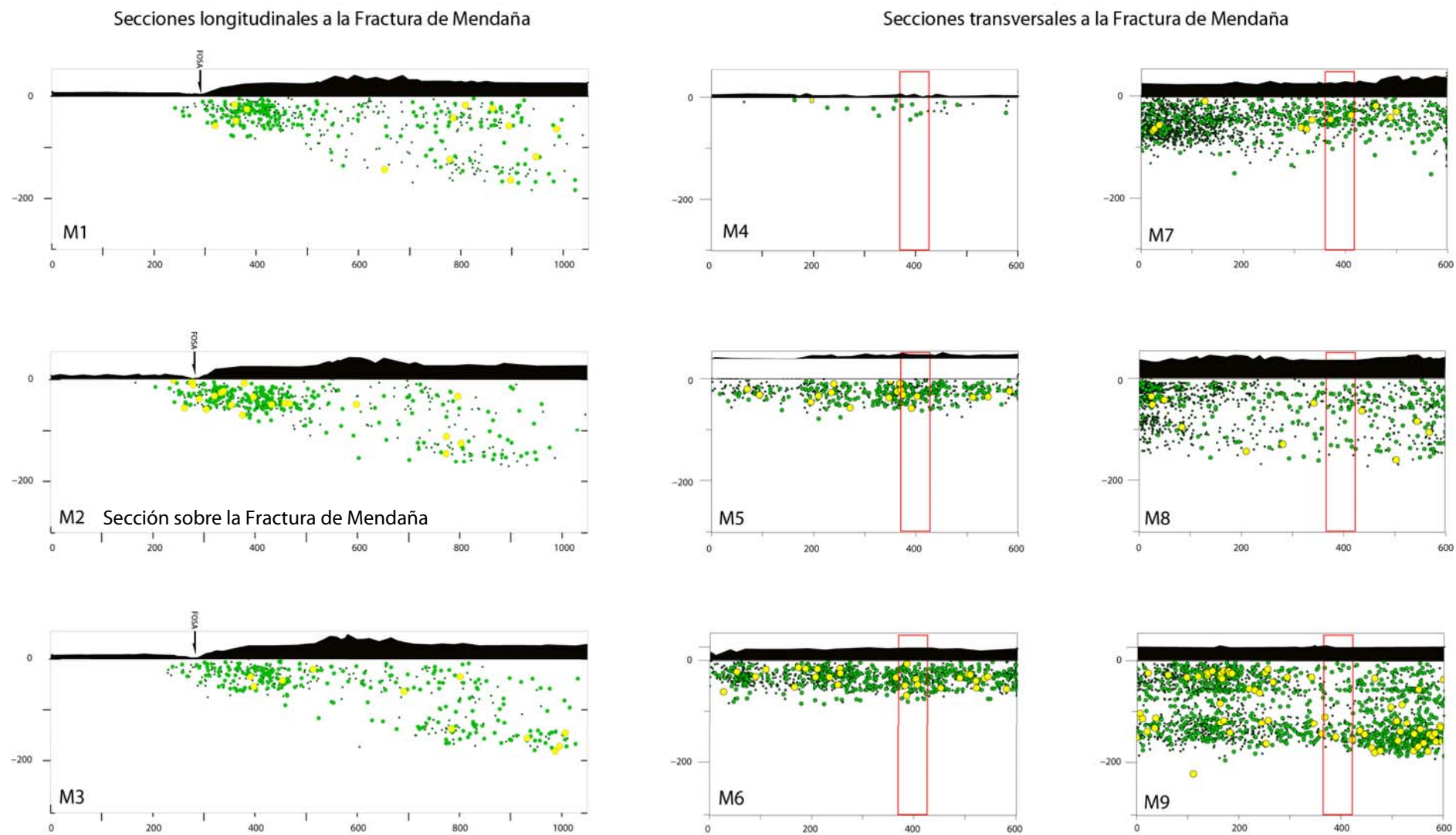
Según Gutscher et al. (2000), la segunda laguna sísmica le correspondería a la Meseta Inca, la cual encaja bien con el modelo desarrollado por los autores. Ellos deducen que la sección *flat slab* de la Placa de Nazca (entre 2.5°S y 12°S), se produjo por la subducción de la Dorsal de Nazca y la Meseta Inca, produciendo un levantamiento de la placa, ya que estas estructuras corresponderían los límites superior e inferior del *flat slab* (Figuras 6.6 y 6.8), mientras que la zona entre ambas, se produciría un arqueamiento producido por la gravedad (sag o combamiento).



**Figura 6.2 a)** Configuración tectónica de las placas oceánicas y el margen Andino (Modificado de Gutscher et al., 1999). Se aprecia en los Andes las zonas de vulcanismo activo (triángulos rojos) y las principales zonas de fractura de la Placa Pacífico y la Placa Farallón. Se muestran también las dorsales y mesetas oceánicas (anaranjado) y las áreas subducidas de la Dorsal de Nazca y la Meseta Inca (rosado). **b)** Distribución de los depósitos metalogénicos en los Andes Peruanos (Modificado de Rosenbaum et al., 2005). Los símbolos indican zinc (círculos), cobre (triángulos), plata (cuadrados), oro (diamantes) molibdeno (cuadrados negros), mercurio (triángulos invertidos), estaño (triángulos negros), tungsteno (círculos negros) y plomo (triángulos negros invertidos). La lista de los depósitos indican el principal metal en cada depósito, el tamaño de los depósitos (L- grande, M - intermedio, S - pequeño), y la edad de la mineralización esta en Ma **c)** Reconstrucción de la Placa Farallón y la Placa Pacífico en la isocrona 20 (43 MA) con un polo de rotación: Lat. 70.9, Long. -116.4, Rotación. 60° (para la Placa de Nazca fija, modificado de de Gutscher et al., 1999).

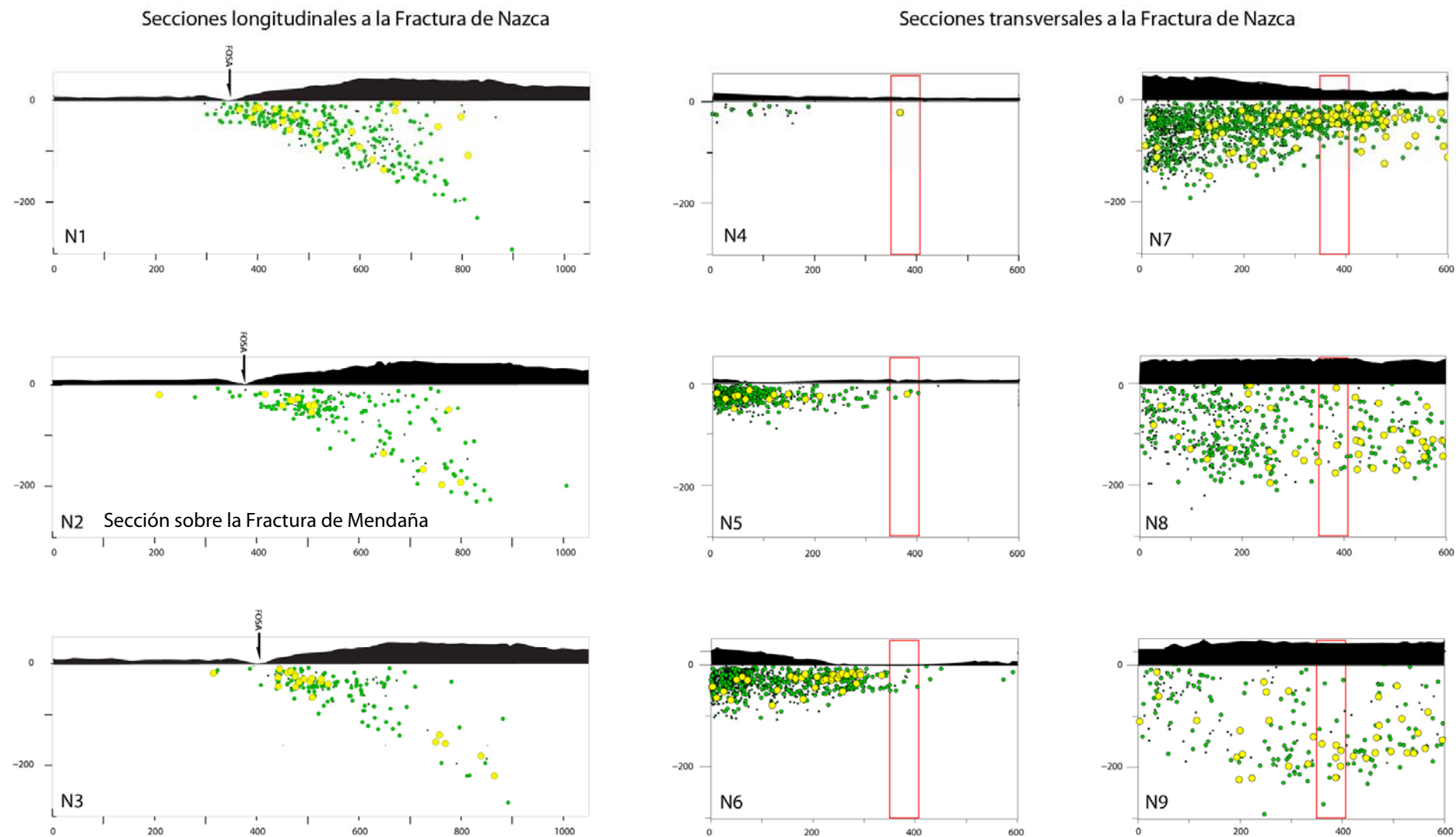


**Figura 6.3.** Reconstrucción de la historia de la subducción de la Dorsal de Nazca y la Meseta Inca (Modificado de Rosenbaum et al., 2005). Cada gráfica corresponde a una Fase Tectónica diferente (Palacios et al., 1995): a. Fase Inca, b. Fase Oligo-Miocena, c. Fase Quechua y d. Fase Pliocena. Además se observa las localizaciones de los depósitos metalogénicos y las zonas volcánicas activas durante ese mismo intervalo de tiempo. La Dorsal de Nazca no subducida esta indicada por el color anaranjado oscuro. Las estrellas blancas indican el arco volcánico. Las cajas muestran las principales áreas de la posible relación entre la formación de minerales y la subducción de la Dorsal de Nazca y la Meseta Inca.

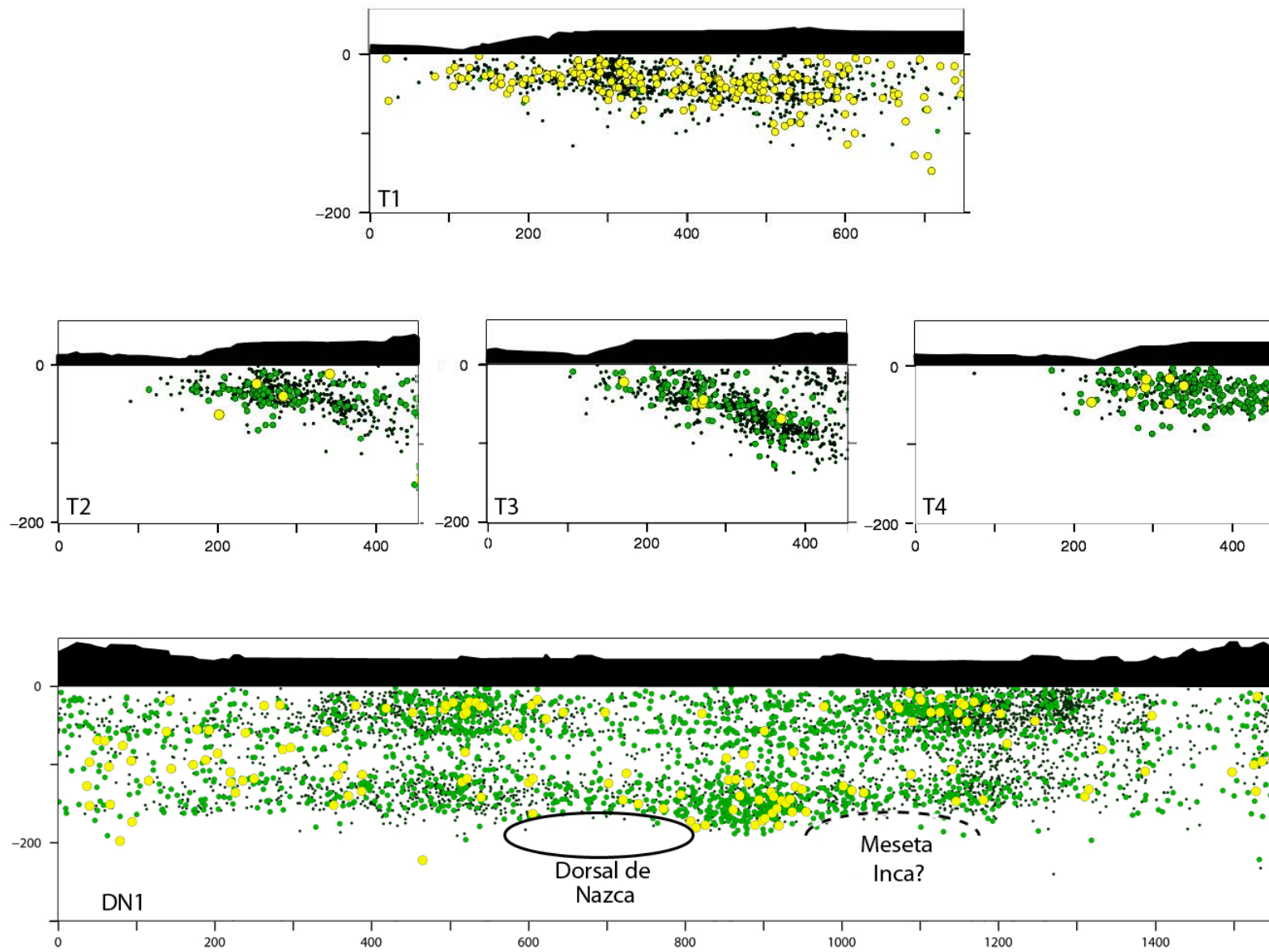


**Figura 6.4** Secciones paralelas (M1 a M3) y perpendiculares (M4 a M9) a la fractura de Mendaña (Mendaña Fracture Zone – MFZ). Cada sección está indicada en la figura 6.1. Los cuadros rojos indican la proyección de la fractura de Mendaña debajo de la Placa Sudamericana y las áreas negras representan la topografía (aumentada x5).

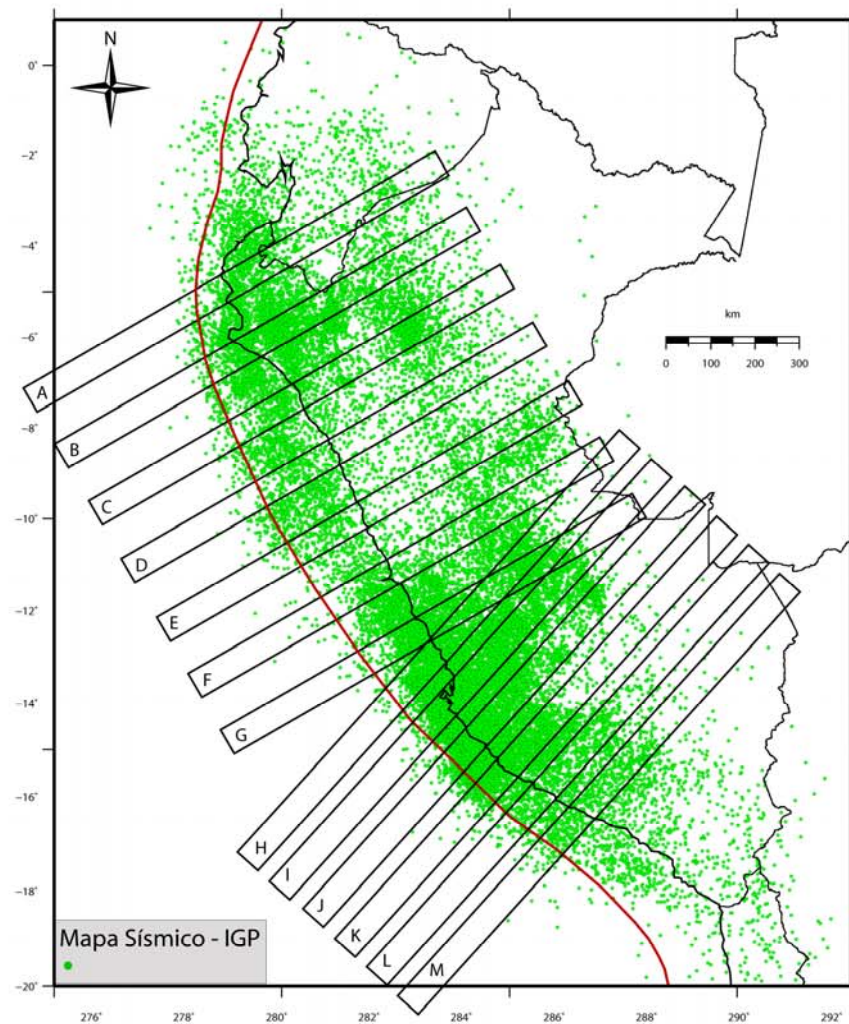
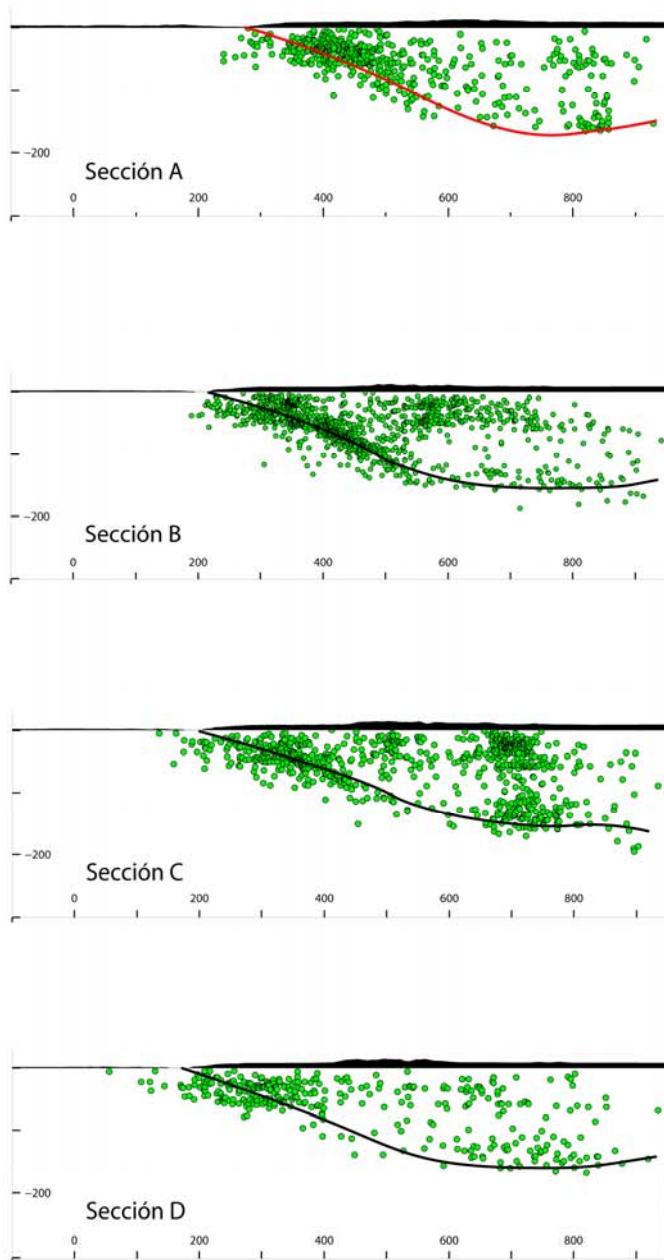




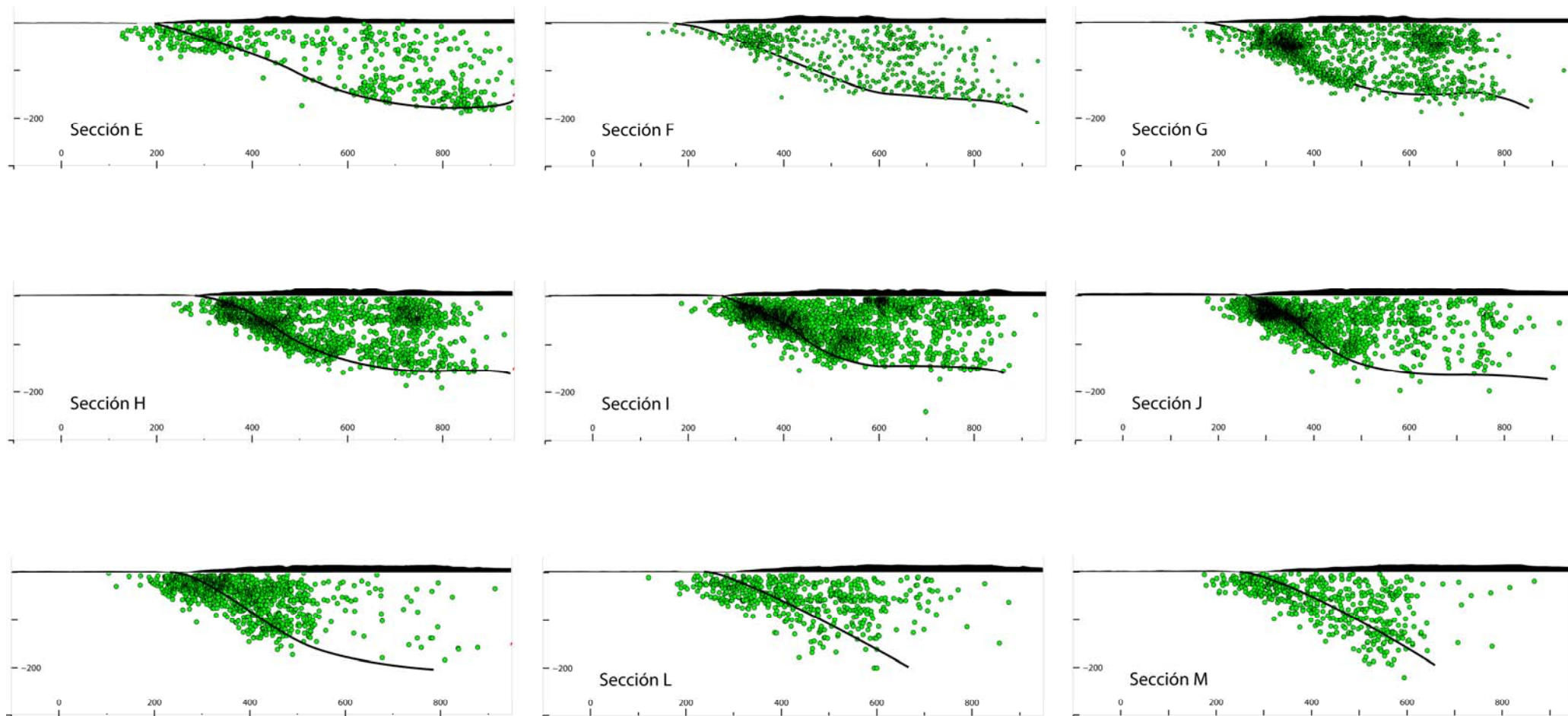
**Figura 6.5** Secciones paralelas (N1 a N3) y perpendiculares (N4 a N9) a la Fractura de Nazca (Nazca Fracture Zone – NFZ). Cada sección está indicada en la figura 6.1. Los cuadros rojos indican la proyección de la Fractura de Nazca debajo de la Placa Sudamericana y las áreas negras representan la topografía (aumentada 5 veces).



**Figura 6.6** Sección paralela (T1) y secciones perpendiculares (T2 a T4) a la Depresión Submarina de Trujillo. Y la sección paralela a la fosa (IP). Cada sección está indicada en la figura 6.1. Los cuadros rojos indican la proyección de la Depresión Submarina de Trujillo debajo de la Placa Sudamericana y las áreas negras representan la topografía (aumentada x5).

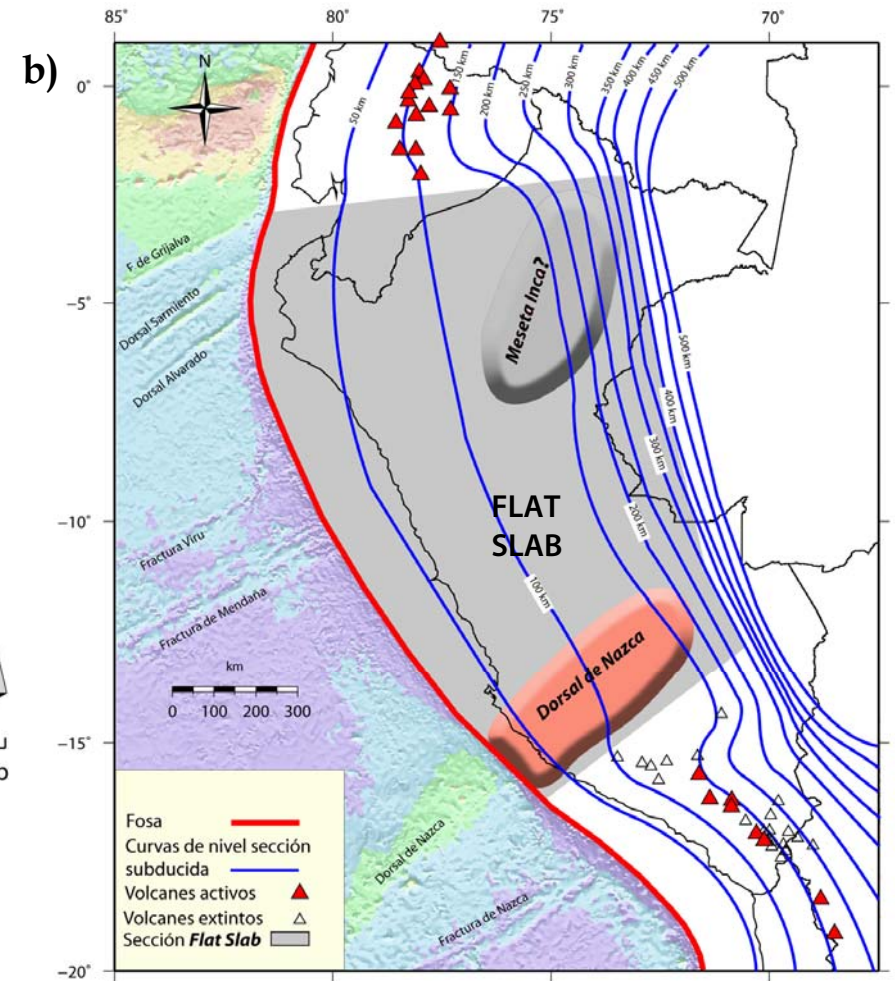
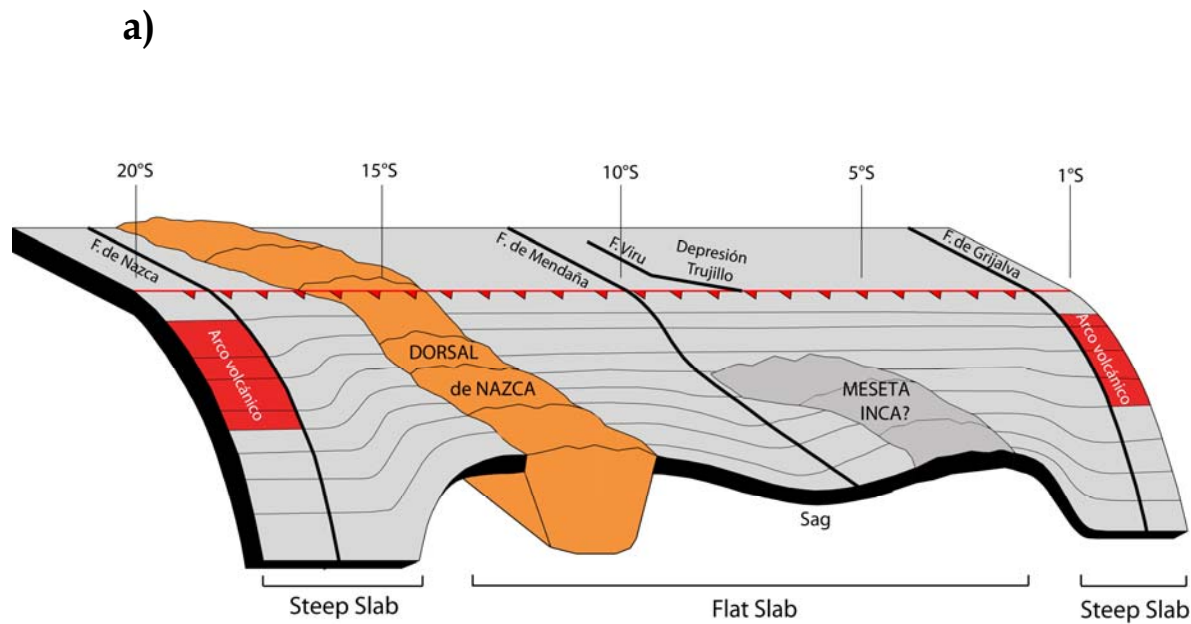


**Figura 6.7A. a)** Mapa de sismicidad para el período IGP: 1982-2005 ( $M_L > 1$ ). Las diferentes áreas corresponden a las secciones elaboradas para el análisis detallado de la sismicidad, tiene un ancho de 60 Km. Las áreas A-G, tienen un ángulo azimutal de  $60^\circ$  y las áreas H-M, tiene un ángulo azimutal de  $45^\circ$ , todas las áreas son perpendiculares al a fosa. **b)** Cortes verticales de la sismicidad en dirección perpendicular a la línea de fosa Perú-Chile.



**Figura 6.7B.** Cortes verticales de la sismicidad en dirección perpendicular a la línea de fosa Perú-Chile. Para ubicar las áreas de corte ver figura 6.7A





**Figura 6.8. a)** Imagen 3D en perspectiva del slab, mostrando la posible geometría de la Placa de Nazca, interpretada a partir de la sismicidad (ver figura 6.7). Así también se observa la presencia de las principales estructuras que afectan la sismicidad en el Perú. La zona anaranjada corresponde a la Dorsal de Nazca (en subducción) y la zona gris oscura la posible presencia de la meseta Inca. Las áreas rojas corresponden a los arcos volcánicos activos en la actualidad, la profundidad es referencial. **b)** Mapa de las líneas de contorno del slab, modificado de los modelos de Grange et al. (1984) para el sur y, de Sambridge & Gudmundsson (1998) para el norte y centro del Perú. Nótese el cambio en la orientación que va de paralelo cerca de la línea de Costa y varía fuertemente entre los 15°S y 15.5°S y también entre los 2°S y 2.5°S. Entre ambas zonas se produciría un *Flat slab* o subducción subhorizontal, generada por la subducción oblicua de la Dorsal de Nazca junto con la Meseta Inca? (Fig. 6.3). Los triángulos rojos indican las zonas de vulcanismo activo y los blancos representan volcanes extintos



## CAPÍTULO VII

# *Correlación entre la topografía y la sismicidad.*

### 7.1 Estado de esfuerzos en los Andes Centrales

Los datos provenientes del análisis estructural de los principales sistemas de falla y, de mecanismos focales provenientes de la sismicidad, nos permiten caracterizar el estado de esfuerzos en los Andes Peruanos. Los mecanismos focales proporcionan información del estado de esfuerzos actual, mientras que los datos microtectónicos de la estructura corticales representan el estado de esfuerzos reciente (Cuaternario). Utilizamos ambos datos con la finalidad de realizar un análisis comparativo del tensor de esfuerzos regional obtenido.

#### 7.1.1 Análisis de Mecanismos Focales.

En términos generales, la distribución de la sismicidad sobre el Perú muestra las zonas de mayor deformación superficial, por tal motivo analizamos el estado actual de esfuerzos a partir de dos catálogos de mecanismos focales, el cual nos hacen comprender el estado de esfuerzos y ruptura de los sismos.

El primero es el catálogo Telesísmico CMT, denominado también Tensor de Momento-Centroide, desarrollado por la Universidad de Harvard (Dziewonski & Woodhouse, 1983). El segundo catálogo desarrollado por Tavera & Buforn (2001), donde los autores estudiaron y analizaron diecinueve mecanismos focales característicos de terremotos ocurridos en el Perú en un periodo de 6 años (1990 a 1996).

Se tuvo que recurrir a ambos catálogos, debido a que H. Tavera (com. per.), definió al catálogo del CMT como un catálogo de tipo referencial, ya que por ser telesísmico sus parámetros hipocentrales tendrían un rango de error bastante amplio es decir, podrían ser malinterpretados, si al momento de compararlos con un catálogo local hubiera una gran diferencia. Pero después de su evaluación, ambos catálogos mostraron tener un rango de error mínimo, y presentaron tendencias bastante similares en cuanto a localización geográfica y parámetros sísmicos.

Los mecanismos focales superficiales (<60 Km.) se distribuyen en dos principales zonas: La primera entre la línea de fosa y sobre la plataforma continental y la segunda en el Subandino paralela a la Cordillera Andina. Los resultados muestran que los mecanismos del primer grupo, corresponden a un fallamiento de tipo inverso, y se interpretan como eventos sísmicos producidos por esfuerzos compresivos producto de la convergencia de Placas, presentando ejes con dirección ENE-WSW a E-W. En la zona Subandina se encuentran perpendiculares a la Cordillera de los Andes y formado dos grupos: el primero en el norte del Perú y presenta ejes orientados en dirección E-W a ENE - WSW y la zona central del Perú con ejes compresivos orientados en dirección ENE-WSW. En el sur del Perú los ejes compresivos varían su dirección a NE-SW a partir de los 13°S. Este proceso compresivo en la zona Subandina está asociado a la convergencia del escudo brasileño bajo la Cordillera Oriental (Suárez et al., 1983).

Para los mecanismos focales superficiales que presentan fallas de tipo normal (esfuerzo tensional) en esta zona predominantemente inversa, se deben a terremotos intraplaca producidos en la litosfera oceánica (Figura 7.2), provocados por flexión (bending) de la Placa (Pardo et al, 2002), cuyo orientación de los planos nodales es coherente con la dirección de convergencia de las Placas (Fig. 3.6)

Estos sismos, generalmente están asociados a la contorsión de la Placa oceánica al pasar de una subducción subhorizontal a una de tipo normal, producido por el efecto de la

gravidad, algunos autores la denominan pull – slab (Pardo et al, 2002), cuyo principal eje de dirección es NW-SE.

Los resultados obtenidos para terremotos de profundidad intermedia corresponden a esfuerzos de tracción producidos por fallas de tipo normal. Estos esfuerzos de tracción intraplaca son característicos de 3 zonas: 1. EL primero se presenta bajo la línea de Costa, 2. En la zona Subandina y 3. En la región Sur. Estos esfuerzos de tracción son paralelos a la dirección de convergencia de las Placas (Tavera & Bufo, 1998). En la Zona Subandina, estos esfuerzos de tracción, sugieren que el proceso extensivo en esta zona es debido a contorsión del *slab* por el esfuerzo gravitacional, además el rango de orientación de los ejes tensionales es muy amplio (de NE-SW a E-W), mostrando que el contacto entre Placas en esta zona es muy heterogéneo. En la región Sur, estos esfuerzos tensionales pueden explicarse en términos de que los esfuerzos que producen la contorsión de la placa oceánica pasan de una subducción horizontal (Norte y centro del Perú), a una subducción de tipo normal (ángulo de inclinación constante) Esta flexión hacia el interior de la Tierra soporta un complejo proceso de deformación que puede generar diferentes regímenes de esfuerzo (Bevis & Isacks, 1984; Rodríguez y Tavera, 1991; Cahill & Isacks, 1992).

### 7.1.2 Análisis microtectónico de estructuras Cuaternarias.

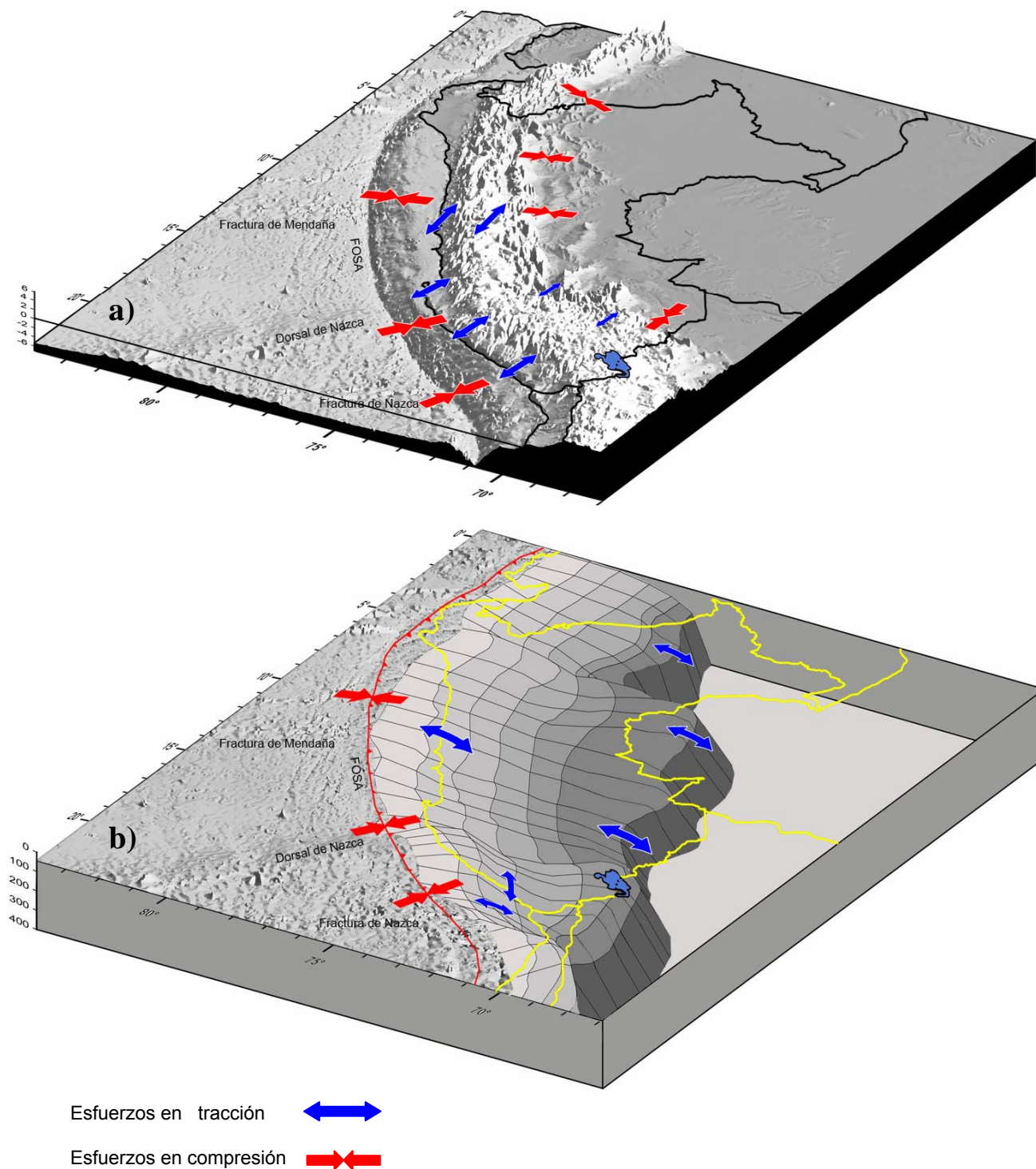
A partir del análisis estructural de los sistemas de falla (Fig. 5.4) desarrollado por Sébrier et al. (1985), nos permite determinar el campo de esfuerzo regional a lo largo de la Cordillera de los Andes en el Perú. Este análisis se basa en la descripción de las propiedades físicas de los principales parámetros de la estructura, tales como rumbo, buzamiento, salto de falla, etc. Estos análisis les permitieron proponer un diagrama del estado de esfuerzos en los Andes Peruanos. Los Altos Andes y el Piedemonte Pacífico están caracterizados por presentar una extensión con dirección N-S, rodeadas de zonas compresivas con dirección E-W que corresponden a la zona Subandina y la zona de contacto entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana.

La configuración del tensor del esfuerzo compresivo horizontal máximo  $\sigma_1$ , es aproximadamente paralelo a la convergencia de Placas, y le corresponde a la Zona Subandina y al contacto entre las dos Placas.

En los Altos Andes,  $\sigma_1$  se vuelve vertical, debido a la abundante masa cortical, mientras que el tercer eje de deformación ( $\sigma_3$ ), presenta una orientación N-S permitiendo la extensión en esta dirección.

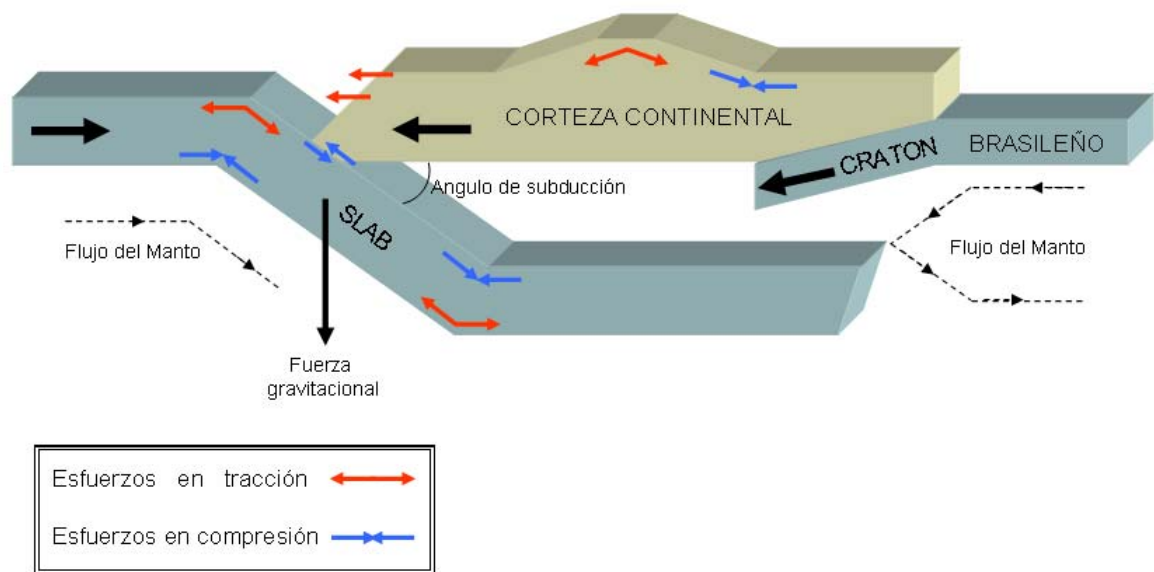
En el Piedemonte Pacífico, denominado así por Sébrier et al. (1985), el estado de esfuerzos en la superficie esta en tracción y no en compresión, como debería ser. Esta inusual variación de los esfuerzos podría deberse al efecto de la faz libre a lo largo del flanco continental de la fosa Perú-Chile.

Como mencionamos en los capítulos anteriores la sección en subducción de la placa (*slab*) no presenta una geometría uniforme, sino más bien posee un ángulo de subducción variable (Fig. 6.8), que se traduce en zonas de mayor y menor deformación en la Placa Continental, es decir, la corteza andina situada por encima de una subducción de tipo subhorizontal (*flat slab*), presenta una deformación más intensa, debido a un estado de acoplamiento más fuerte (mayor área de acoplamiento entre placas), que la corteza ubicada sobre una subducción cuya pendiente es  $\sim 30^\circ$  (subducción normal o *steep slab*). Esto se refleja por ejemplo en el Subandino del sur del Perú, donde existe una deformación en extensión intermedia ( $\sigma_2$ =vertical), caracterizado por un eje  $\sigma_1$  en compresión E-W y un eje  $\sigma_3$  en la dirección N-S, debido a que la Zona Subandina en el sur es de menor altitud que su correspondiente en el Occidente, produciendo una menor compensación isostática.

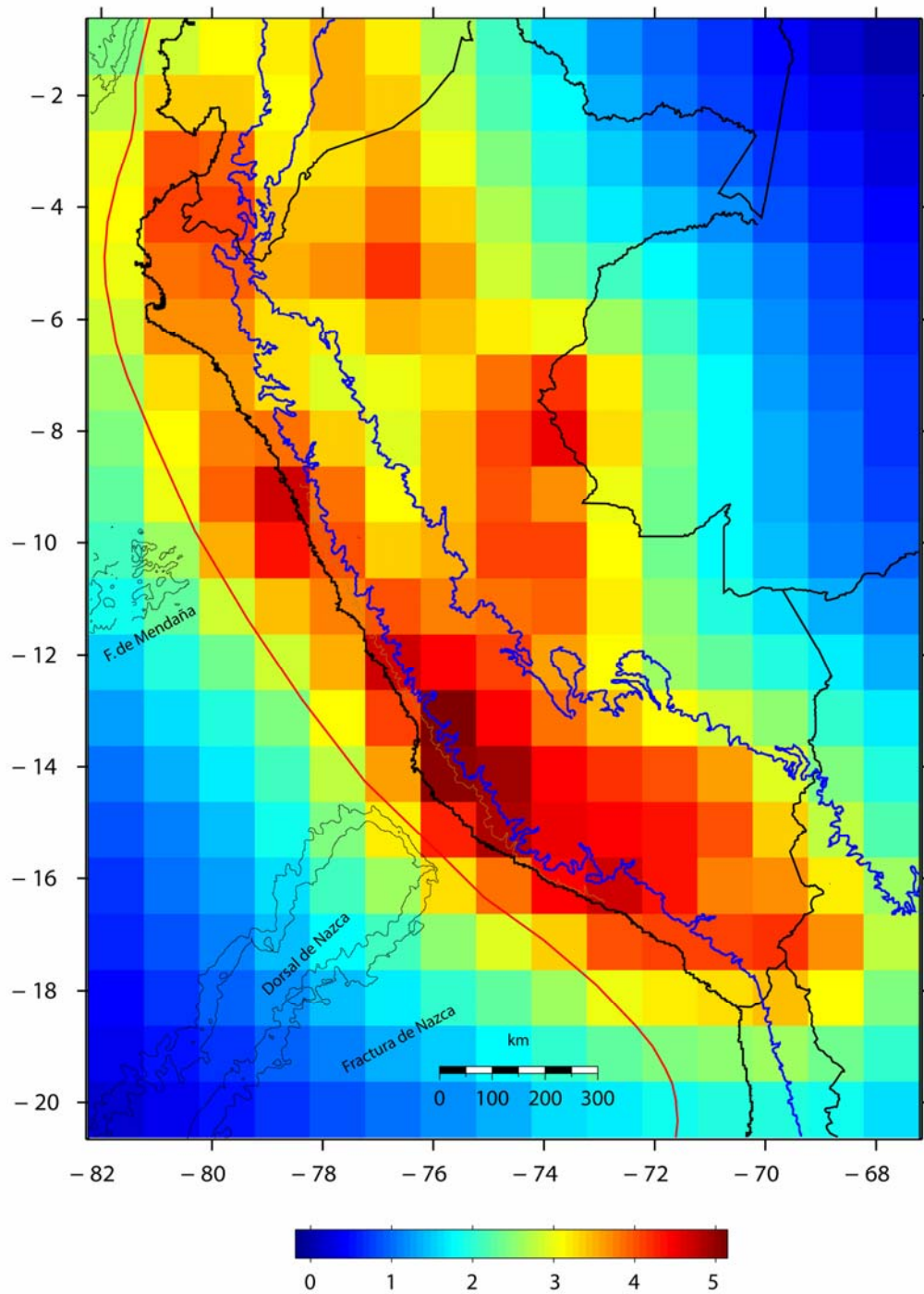


**Figura 7.1** Modelo tentativo del estado de esfuerzos en los Andes Peruanos deducidos del análisis de mecanismos focales y estructuras tectónicas. **A)** Direcciones principales de tensión (azul) y compresión (rojo) producidos en la superficie. **B)** Esquema sismotectónico de la geometría de la subducción en el Perú deducido a partir de la distribución de la sismicidad con la profundidad. Las flechas indican la dirección y orientación de los ejes de tensión (azul) y compresión (rojo).





**Figura 7.2** Gráfico referencia del estado de esfuerzos para el Perú mostrado en la figura 7.1, basados en análisis de mecanismos focales de sismos y estructuras cuaternarias.



**Figura 7.3** Mapa de densidad sísmica del Perú, los datos corresponden al catálogo IGP (1982-2005). Las áreas rojas corresponden a zonas densamente más sísmicas y las azules a las áreas menos sísmicas (sin sismicidad). La línea azul es el nivel 2000 m. Para el presente modelo se computó la sismicidad de los datos de la Red Local - IGP en el software ZMAP (Wiemer & Zuñiga, 1996)

## 7.2 Secciones sísmicas y topográficas

Continuando con el análisis de la distribución de la sismicidad y su relación con la topografía, se han elaborado 13 secciones perpendiculares a la línea de fosa tomadas de Oeste a Este (Fig. 7.4 y 7.5). Las secciones ubicadas en el Norte y Centro (secciones A-G) se orientan con una dirección azimutal  $N60^\circ$  sobre una longitud de 1050 Km. y ancho de 150 Km. Las secciones de la región sur (secciones H-M), poseen una orientación azimutal  $N42^\circ$  con longitudes de 1050 Km. y ancho de 100 Km. El ancho de las secciones se han determinado según la densidad de los sismos presentes en el Perú (Fig. 7.3) (mayor densidad en la región sur), además teniendo en cuenta la variación de la orientación de la línea de Fosa.

**Sección Topográfica A** : Se observa en la Placa de Nazca un suave levantamiento producido por la presencia de la Dorsal Alvarado. La Placa Sudamericana presenta un talud de pendiente muy fuerte y una plataforma angosta (50 Km.) en comparación con otras áreas. En esta sección se observa la zona de Costa más ancha en todo el Perú con valores de aproximadamente 150 Km. , por el contrario los Altos Andes (2000m) poseen el menor grosor que en otras secciones (150 Km. ) y alturas máximas de 4500 m, y la zona Subandina presenta abundantes colinas.

**Sección sísmica A** : En esta sección los sismos se distribuyen formando tres principales grupos: el primero desde 50 Km. antes de la línea de fosa hasta una distancia de 280 Km. y profundidades de hasta 130 Km., esta actividad sísmica presenta mecanismos focales de fallamiento inverso. El segundo grupo corresponde a 350 Km. desde la línea de fosa y profundidades menores a 60 Km. y mostrando un mecanismos focal normal, y el último agrupamiento se presenta debajo del subandina de una manera muy heterogénea, observándose aquí dos grupos de mecanismos focales; En la corteza superficial (<60 Km.) son del tipo inverso, mientras que en el interior del *slab* a profundidades intermedias (60 - 300 Km.), la sismicidad es de fallas normales. Entre estos agrupamientos existen dos zonas presentando un leve descenso de la sismicidad, disminuyendo inclusive los sismos de mayor grado ( $>5M_L$ ). En esta sección se puede observar claramente el contorno superior del *slab* representado una subducción subhorizontal.

**Sección Topográfica B** : Presenta un perfil topográfico similar a la sección anterior, con algunas variaciones en la zona subandina, el grosor de la cordillera permanece casi constante.

**Sección Sísmica B** : Esta sección muestra una buena dispersión de datos sísmicos formando dos agrupamientos, el primero en la zona de antearco con tendencia a producir sismos fuertes, la mayoría de tipo inverso y con algunos sismos de fallas normales. Debajo de la cadena Andina mayor la sismicidad tiende a disminuir, para volver con fallas inversas en la zona Subandina y normales a profundidades intermedias

**Sección Topográfica C** : En la Placa de Nazca, cerca a la fosa se observa una depresión bastante fuerte, denominada "Depresión submarina de Trujillo" la cual subduce de forma oblicua a la Fosa. La zona de talud y plataforma continental poseen una fuerte pendiente y la zona de Costa posee una menor longitud (100 Km. de espesor) En la parte Norte de esta sección se encuentra la deflexión de Huancabamba, que produce la variación en la orientación de la Cadena Andina. La zona Cordillerana y Subandina aumentan su longitud y nivel de altura, en comparación con la sección anterior, entre ambas zonas se encuentra el Río Marañón, produciendo un descenso del nivel de 5000m a ~1500m.

**Sección Sísmica C** : La distribución de los sismos en esta sección es similar a la sección A; sin embargo, existe actividad sísmica importante anterior a la fosa, inclusive con mecanismos focales de falla normal en una zona típicamente inversa. El segundo agrupamiento importante ocurre nuevamente debajo del Subandino, mostrando nuevamente actividad sísmica superficial muy fuerte con mecanismos focales de fallamiento inverso, asociados a la zona sismogénica de Moyabamba; la sismicidad sísmica a profundidades intermedias presenta mecanismos de tipo normal. En la zona debajo de los altos Andes, específicamente sobre el nivel de altura 2000m la tendencia de disminución de sismicidad es mas fuerte que en las 2 secciones anteriores.

**Sección Topográfica D** : En esta sección se ubica el flanco izquierdo de la Fractura de Mendaña, una de las principales estructuras tectónicas submarinas de la Placa de Nazca. En el continente la zona del talud presenta una pendiente muy abrupta, por su parte en esta sección se ubica la plataforma de mayor longitud en todo el Perú. Los Altos Andes presentan un ancho bastante homogéneo y paralelo a la fosa, donde el Río

Marañón divide a la Cordillera Occidental de la Oriental y finalmente la zona subandina es bastante llana.

**Sección sísmica D** : La distribución de los sismos en esta sección es similar a la anterior; sin embargo los sismos del primer grupo muestran mayor actividad, inclusive encontramos mecanismos focales normales e inversos en similares cantidades. El segundo grupo debajo del Subandino, disminuye con respecto a la sección anterior, posiblemente por la presencia de la fractura de Mendaña en subducción. Debajo de los Altos Andes se presenta la antes mencionada laguna sísmica sobre el nivel 2000m, incluso en esta zona no se registran mecanismos focales, para volver a parecer en el Subandino, mostrando sismos inversos en la superficie y de tipo normal a profundidades intermedias (60-300), es mas, en la cuenca del Río Marañón, donde la altitud desciende debajo del nivel 2000m. se produce un leve incremento de sismos mayores ( $>5 M_L$ ).

**Sección Topográfica E** : La Placa de Nazca presenta un relieve bastante accidentado, y en la Placa Sudamericana el talud presenta una pendiente  $\sim 45^\circ$  la plataforma es bastante ancha, pero en menor proporción que en la sección anterior. En esta sección la zona de Cordillera posee el nivel máximo de altitud en la Cordillera Blanca (Huascarán 6768 m) y tiene 200 Km. de grosor, por su parte la zona subandina posee un relieve suave con algunas colinas orientadas hacia el Este.

**Sección sísmica E** : En esta sección los sismos se distribuyen de manera clara en la zona de antearco presentando un agrupamiento característico de sismicidad en zona de subducción, y la distribución de mecanismos focales es mayoritariamente inverso con algunos eventos de tipo normal. Bajo la zona subandina (trasarco) se encuentra el segundo agrupamiento importante de sismicidad, dividido claramente en dos profundidades; la superficial de tipo inversa y la intermedia de tipo normal, nótese que los eventos más importantes ( $> 5 M_L$ ) se encuentran sobre el *slab*. Entre ambas zonas sísmicas se muestra muy claramente una disminución muy abrupta de la sismicidad localizada debajo de los Altos Andes, incluso en esta sección ese comportamiento de la sismicidad es más fuerte. En esta sección el *slab* subduce con un ángulo de  $30^\circ$  y posteriormente se vuelve subhorizontal para luego flexionarse hacia zonas más profundas.

**Sección Topográfica F** : La Placa de Nazca posee un relieve casi homogéneo. Aquí el relieve del talud es bastante accidentado y la zona de plataforma ha disminuido



su grosor de 70 Km. a 25 Km. en comparación con la sección anterior. Este perfil se encuentra sobre la ciudad de Lima, es además donde mejor se aprecia la división entre la cordillera Occidental y la Cordillera Oriental con altitudes máximas de ~6000 m. La zona Subandina presenta altitudes muy variables con picos de hasta 2000 m.

**Sección sísmica F** : En esta sección los sismos continúan el mismo patrón de distribución que la sección anterior; el primer agrupamiento bajo el antearco es mayoritariamente inverso con algunos eventos normales en el *slab*, y en la zona Subandina superficial la actividad sísmica disminuye con respecto a la sección E. Aquí también existe un nivel 2000m en el subandino mostrando una zona de disminución leve de la actividad sísmica. Esta sección presenta un *slab* de tipo subhorizontal, cambiando en su parte más oriental hacia zonas profundas, revelado en mecanismos de tipo normal.

**Sección Topográfica G** : El suave levantamiento de la zona más oriental de la Placa oceánica se debe a la presencia de la Dorsal de Nazca. El Talud continental presenta una pendiente casi vertical y una zona de plataforma muy delgada (~ 20 Km.), aquí la zona de Costa es más amplia. Los Altos Andes tienen un ancho de 200 Km. siendo la cordillera occidental (~6000 m) más alta que su par Oriental (4500 m). La zona Subandina presenta un relieve bastante accidentado con elevaciones de hasta 2000 m.

**Sección sísmica G** : En esta sección se observan los mismos agrupamientos sísmicos del antearco y del trasarco, inclusive en la zona intermedia, donde generalmente bajo los altos Andes hay una disminución de la sismicidad, en ésta sección toda la sismicidad aumenta considerablemente con respecto a las secciones anteriores. Esta sección se encuentra junto a la Dorsal de Nazca en subducción en subducción, lo que provoca un incremento de la sismicidad, inclusive con eventos > 5 M<sub>L</sub>.

**Sección Topográfica H** : En la Placa de Nazca existe un levantamiento leve, producido por el flanco izquierdo de la Dorsal de Nazca, lo que produce una disminución de la profundidad de la fosa. En el continente comienza a ensancharse la cordillera que posteriormente formará la meseta Altiplánica. La zona Subandina presenta un relieve muy accidentado.

**Sección sísmica H** : En este perfil la distribución de la sismicidad no posee el mismo patrón que en las secciones anteriores, aunque todavía se aprecia cierta tendencia a

agruparse en el antearco y el trasarco, pero la presencia de la Dorsal de Nazca produce esta fuerte variación.

**Sección Topográfica I:** Nos encontramos sobre la Dorsal de Nazca la cual se refleja en el levantamiento del relieve y además en la variación de la pendiente del talud y la plataforma continental. La Cordillera Andina comienza a engrosarse, teniendo longitudes de 300 Km. y una altura promedio de 4500m.

**Sección sísmica I :** En ésta sección se observa un incremento de la sismicidad en la zona de antearco, presentando mecanismos de fallas inversas, típicos de zonas de subducción. Bajo los Altos Andes existe una disminución importante de la sismicidad, mostrando mecanismos focales de fallas normales en esta zona. Nótese que el Ángulo de Subducción del *slab* se incrementa a 30° presentando una tendencia de tipo normal.

**Sección Topográfica J:** La Dorsal de Nazca produce un fuerte levantamiento del nivel de altura de la Placa oceánica. En el continente se observa que el talud, la plataforma y la zona de Costa se encuentran muy juntas, produciendo una pendiente común bastante abrupta, además esta cerca de la zona Altiplánica que presenta un grosor máximo de 400 Km. y niveles de altura de 4500 m. en promedio.

**Sección sísmica J :** En esta sección los sismos siguen el mismo patrón de distribución de la sección I; sin embargo alcanzan profundidades de 220 Km. Los mecanismos focales de tipo inversos se encuentran distribuidos en toda la superficie, mientras que los mecanismos focales de fallas normales están debajo del Altiplano.

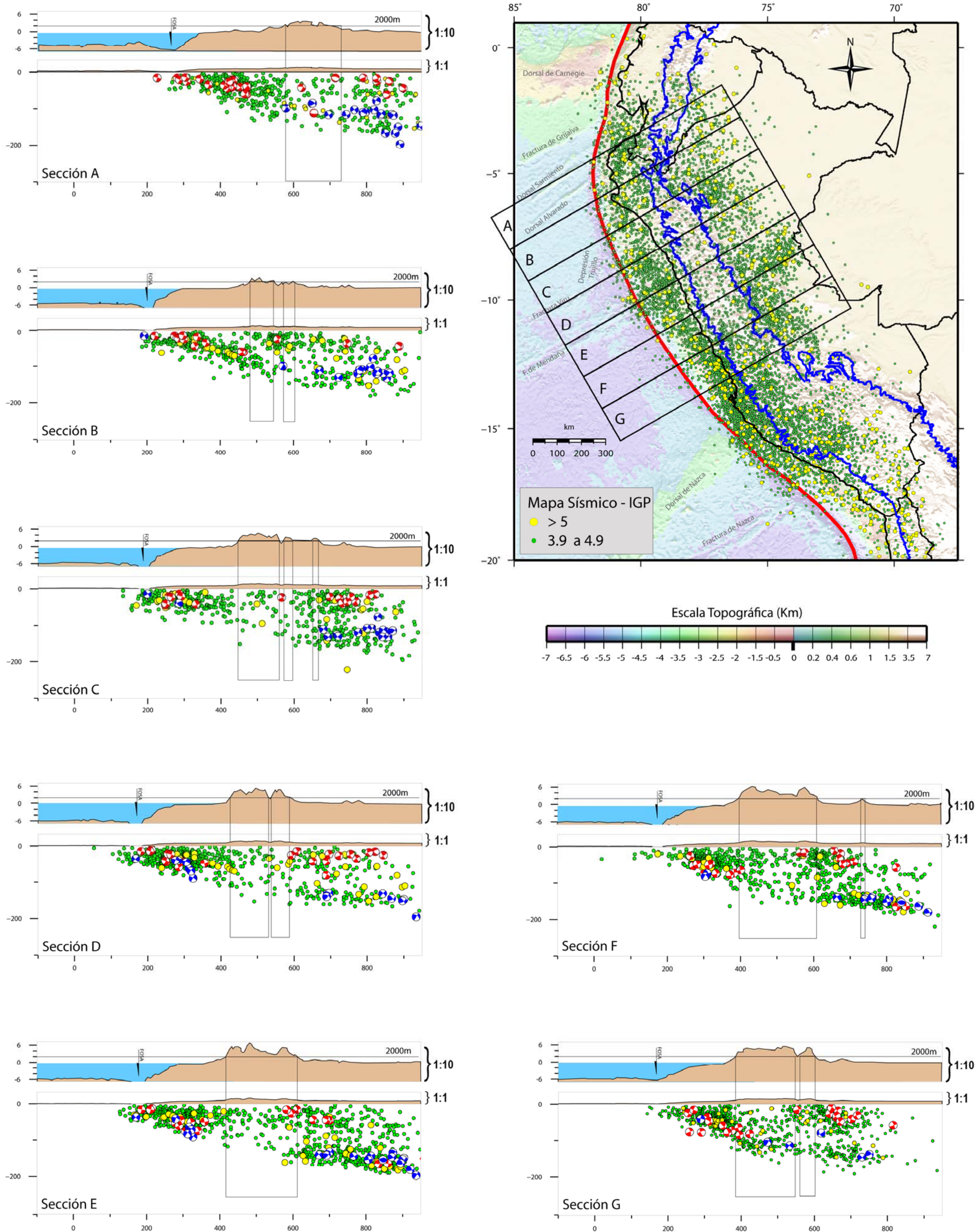
**Sección Topográfica K :** Nos encontramos en el flanco derecho de la Dorsal de Nazca. Se puede apreciar que desde el talud hasta el Altiplano la pendiente del terreno es casi la misma. La meseta Altiplánica posee un grosor máximo de 450 Km.

**Sección sísmica K :** La distribución de la sismicidad en esta sección es muy heterogénea y no sigue ningún patrón de las secciones anteriores, es más, los sismos se distribuyen siguiendo un ángulo de 30° aproximadamente hasta profundidades de 250 Km.

**Sección Topográfica L y M:** La topografía en estas secciones es bastante similar. La Placa de Nazca vuelve a tener profundidades de -5000 m y la meseta Altiplánica posee un

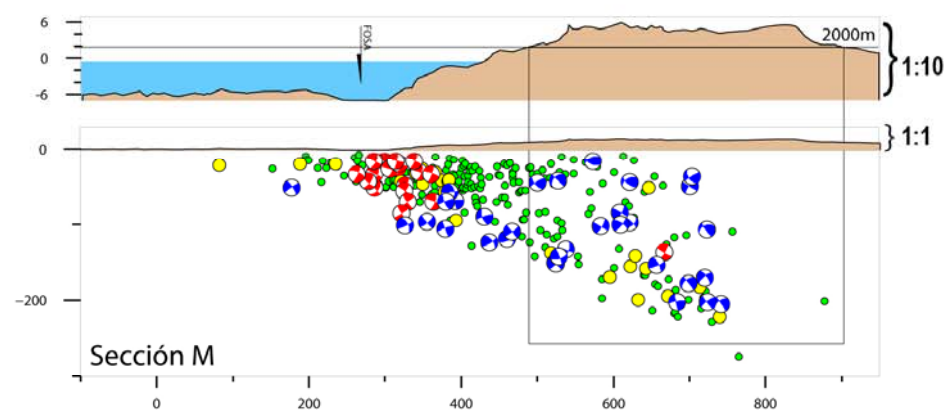
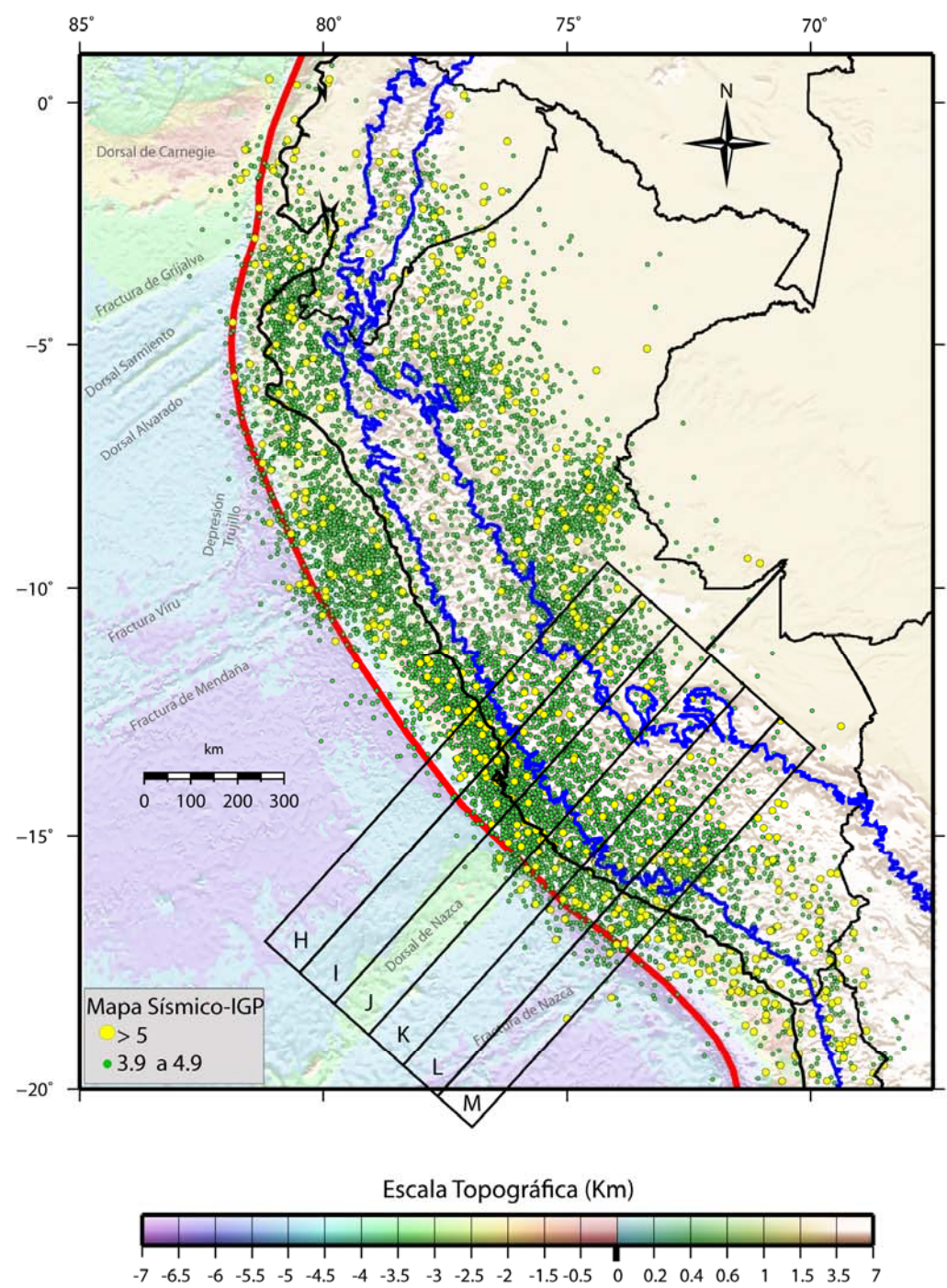
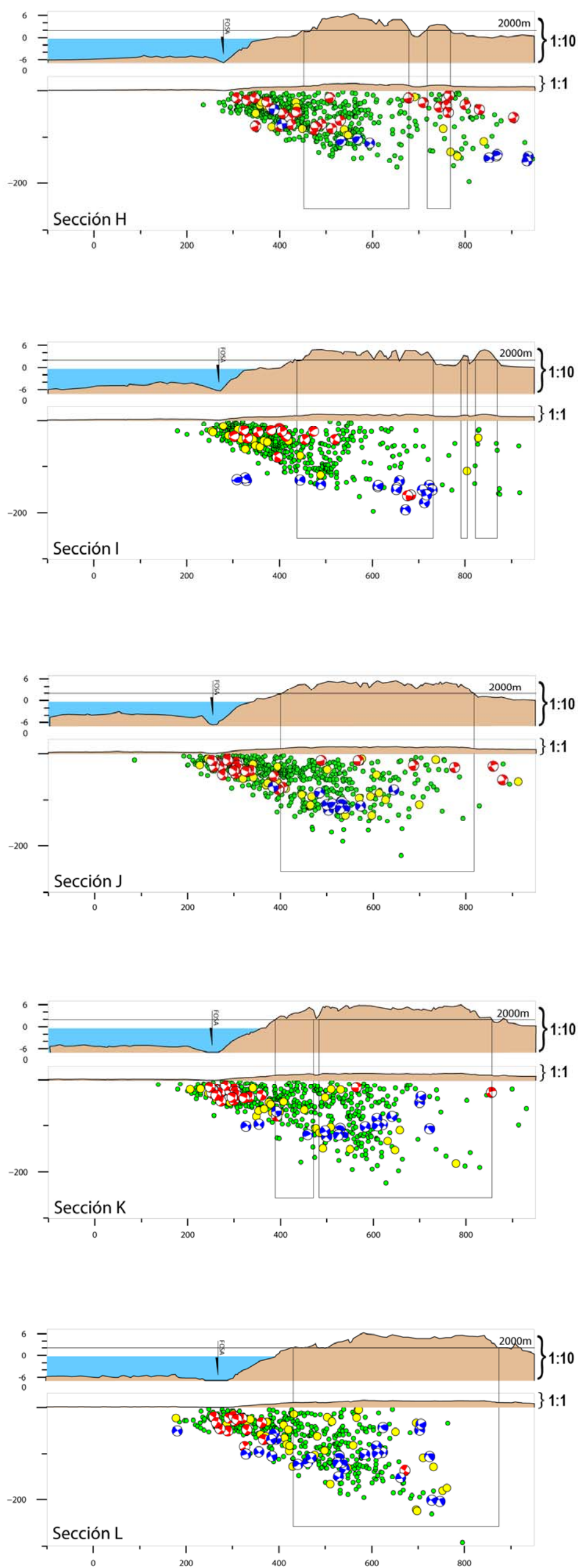
grosor de 400 Km. Hay que notar que en estas secciones la Cordillera Occidental posee niveles de altura superiores que la Cordillera Oriental.

**Sección sísmica L y M** : En estas dos secciones, los sismos se distribuyen siguiendo un ángulo de aproximadamente 30° hasta profundidades intermedias (250 Km.). A esta zona se le denomina *Steep slab* (Gustcher, 2002), Los mecanismos focales muestran fallas inversas en la zona sismogénica y los de tipo normal se encuentran distribuidos tanto en profundidades superficiales como intermedias. Otra característica importante de estas secciones es el incremento del número de sismos con magnitudes > 5M<sub>L</sub>.



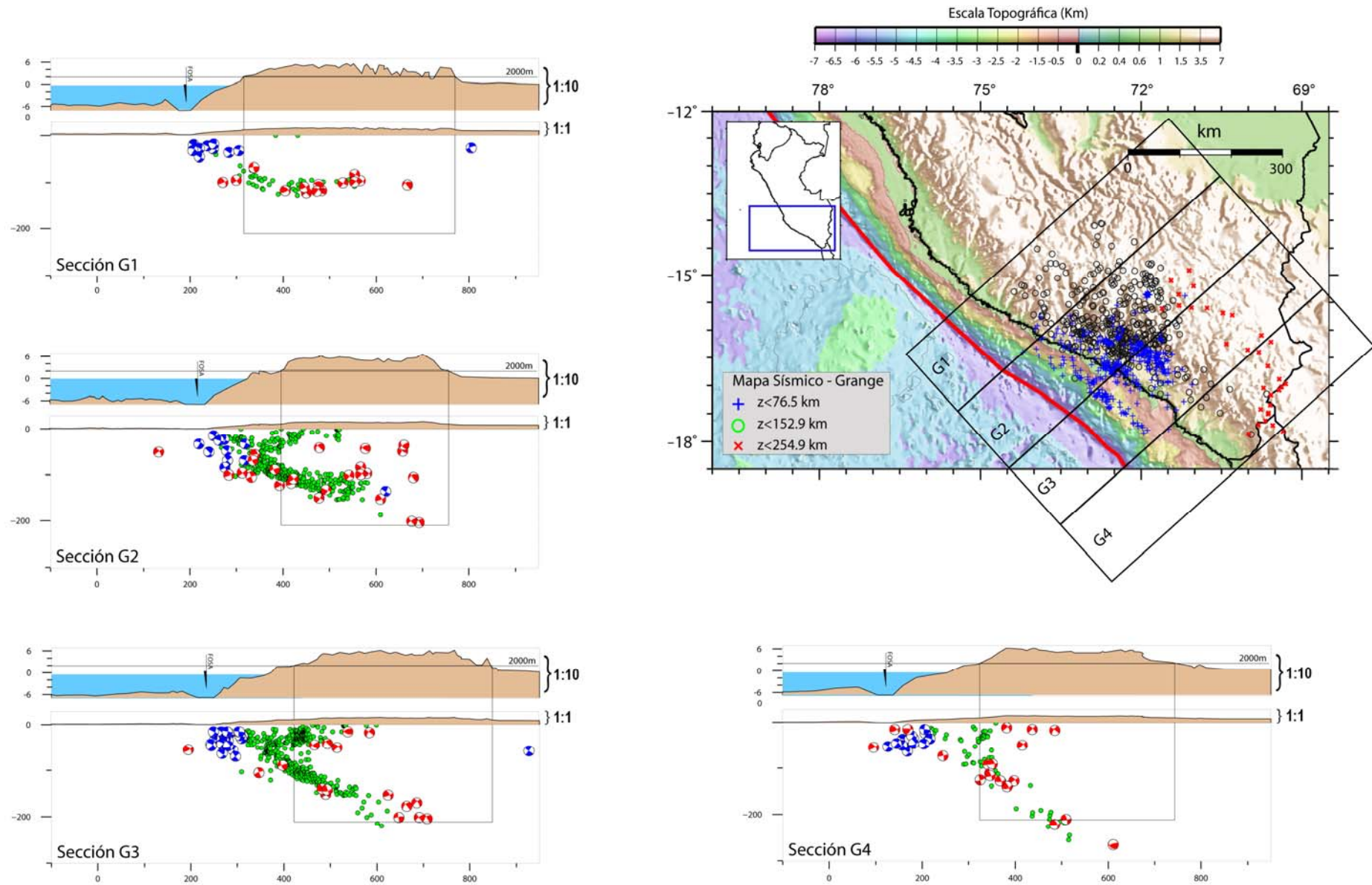
**Figura 7.4** Mapa sísmico del Perú. Secciones sísmicas (escala 1:1) y topográficas (escalas 1x y 10x) perpendiculares a la línea de Fosa (azimut: N60°). Los datos sísmicos corresponden al IGP, los mecanismos focales rojos son del tipo inverso; y los mecanismos azules del tipo normal. La topografía proviene de Smith & Sandwell (1997). Los datos fueron computados en el software GMT (Wessell & Smith, 1998). La línea negra horizontal corresponde al nivel de altura 2000m y las cajas negras son proyecciones en profundidad de ese nivel de altura.





**Figura 7.5** Mapa sísmico del Perú. Secciones sísmicas (escala 1:1) y topográficas (escala 1x y 10x) perpendiculares a la línea de Fosa (azimut: N42°). Los datos sísmicos corresponden al IGP, los mecanismos focales rojos son del tipo inverso; y los mecanismos azules del tipo normal. La topografía proviene de Smith & Sandwell (1997). Los datos fueron computados en el software GMT (Wessell & Smith, 1998). La línea negra horizontal corresponde al nivel de altura 2000m y las cajas negras son proyecciones en profundidad de ese nivel de altura.





**Figura 7.6** Mapa sísmico del Perú. Secciones sísmicas (*escala 1:1*) y topográficas (escalas 1x y 10x) perpendiculares a la línea de Fosa (azimut: N42°). Los datos sísmicos corresponden a la red temporal de F. Grange (1984) para el período 1980-1981, los mecanismos focales rojos son del tipo inverso; y los mecanismos azules del tipo normal. La topografía proviene de Smith & Sandwell (1997). Los datos fueron computados en el software GMT (Wessell & Smith, 1998). La línea negra horizontal corresponde al nivel de altura 2000m y las cajas negras son proyecciones en profundidad de ese nivel de altura.

### 7.3 Análisis de la ocurrencia sísmica.

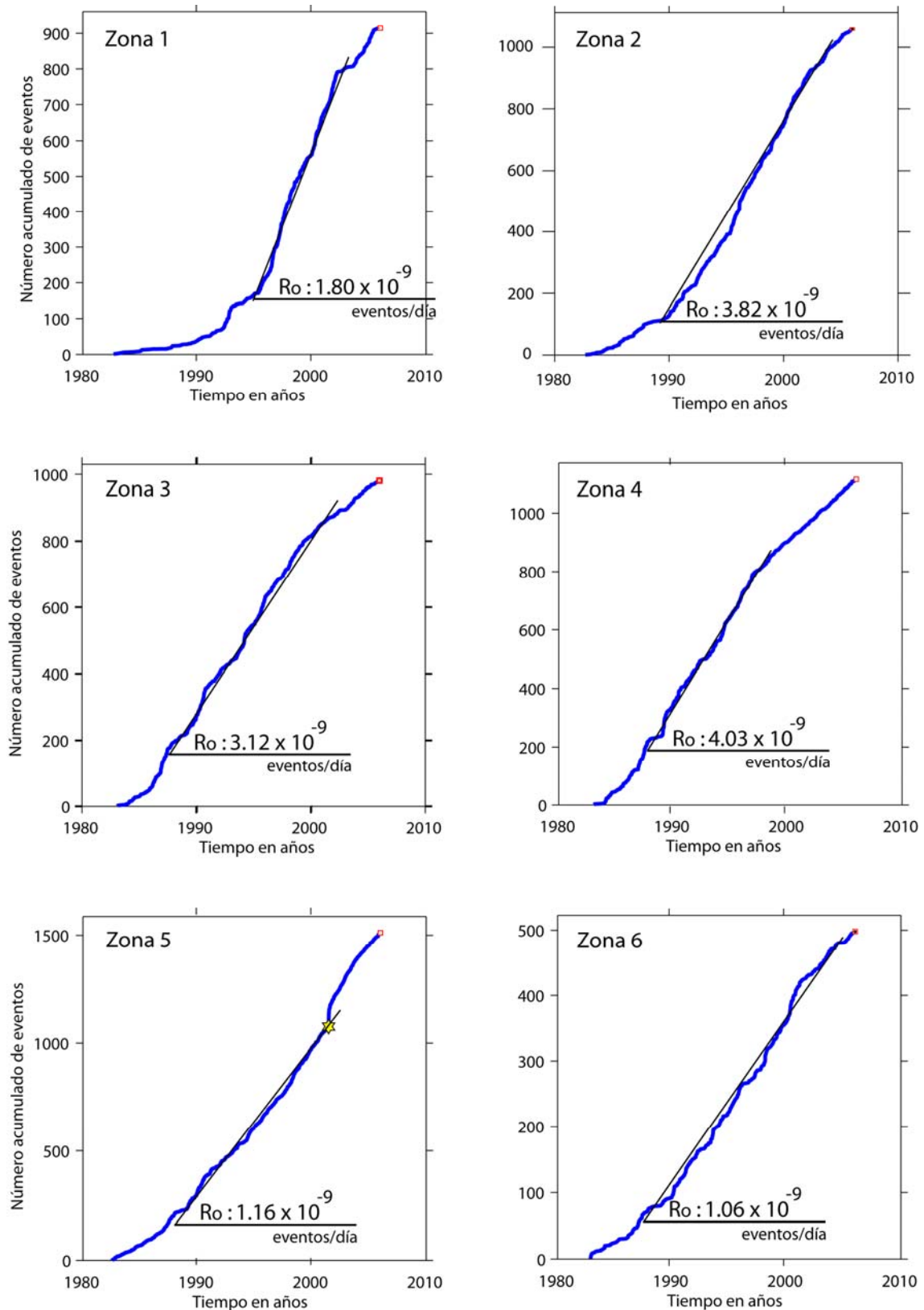
Un mapa de regionalización sísmica es aquel el en cual se encuentran las principales zonas sismogénicas de una región. En el Perú se pueden identificar debido a que la diferente actividad sísmica se concentra especialmente en dos zonas o áreas, como son la zona de convergencia de Placas y la región Subandina. Dentro estas dos zonas existen otras sub-áreas con abundante actividad sísmica.

Para poder determinar las variaciones de la ocurrencia de sismicidad se usó el catálogo analizado en este estudio (IGP: periodo 1982-2005), con magnitudes mayores a 3.9  $M_L$ .

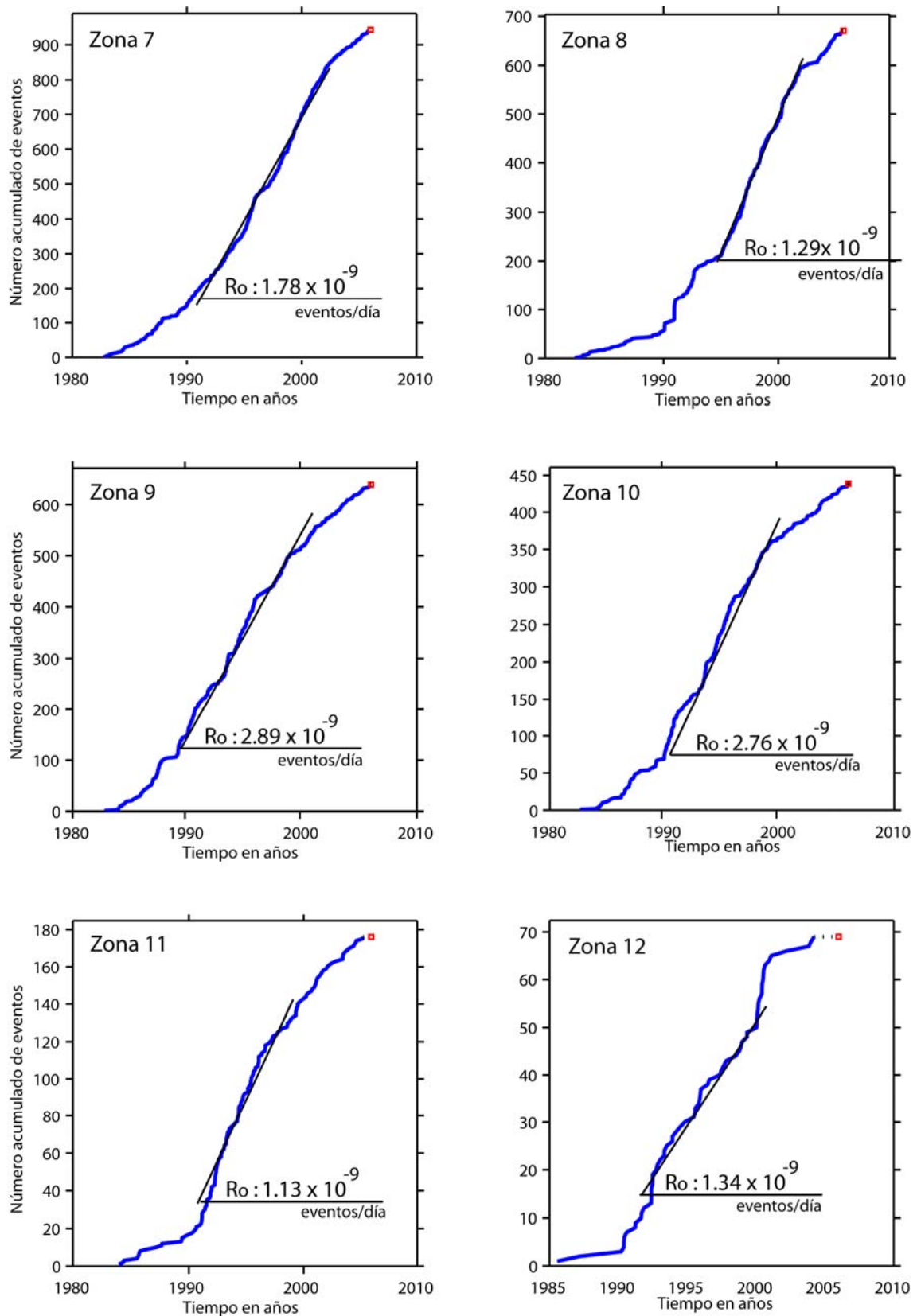
La distribución espacial de la sismicidad en el Perú se muestra en la figura 7.6A, donde se evidencia que la mayor parte de la sismicidad es producto de la actividad generada por el proceso de Subducción de la Placa de Nazca debajo de la Placa Sudamericana y la zona Subandina. En esta figura también se observa las principales zonas sísmicamente activas del Perú en la actualidad. Entre las dos principales zonas sismogénicas existe una tercera zona que no presenta sismicidad, inclusive la sismicidad desaparece, se sabe que la tasa de ocurrencia sísmica ( $N^\circ$  de eventos/tiempo/volumen del terreno), varía de una zona a otra, cada una con una tasa de ocurrencia de sismos independiente de otras, pero a pesar de esto, esta “laguna sísmica” se observa más claramente debajo de los Altos Andes. La tasa de sismicidad diaria anual, desde 1982 para sismos mayores a  $>3.9 M_L$  en Perú es de  $2.18 \times 10^{-9}$  eventos/día. Entonces, este dato indica que en el periodo 1982 - 2005 la sismicidad en los cuadros 1, 5, 6, 7, 8, 11 y 12 se comportó por debajo de la media anual, y la disminución con respecto a la zona sismogénica del antearco es muy abrupta. Eso muestra que existe cierta tendencia a disminuir en la zona de los Altos Andes, además este comportamiento anómalo, sólo se refleja en el Norte y Centro del Perú, pero en el Sur específicamente, a partir de la Dorsal de Nazca en subducción esta disminución no es muy marcada, además en el sur del Perú el *slab* presenta una subducción del tipo NORMAL, donde el *slab* presenta un ángulo  $\sim 30^\circ$  (Bernal, 2002), produciendo el “detachment” del *slab* como lo menciona M. Pardo (com. per.).







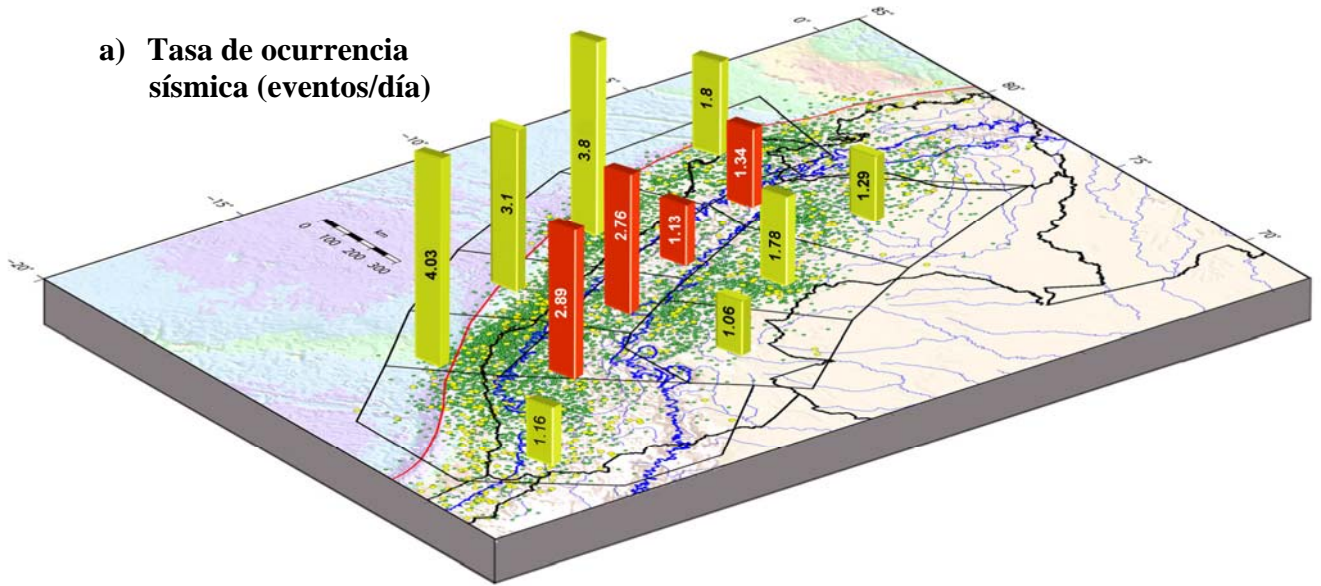
**Figura 7.6B** NÚMERO ACUMULADO DE EVENTOS VS. TIEMPO. Para el catálogo IGP, con sismos de magnitud  $M_L > 3.9$ , para el periodo 01/1982 - 12/2005.  $R_o$  se define como la Tasa de ocurrencia sísmica (eventos/día/volumen). Las líneas negras indican el periodo donde la sismicidad se comportó linealmente mostrando una tasa de ocurrencia sísmica homogénea. Los cuadros le corresponden a la figura 7.6A.



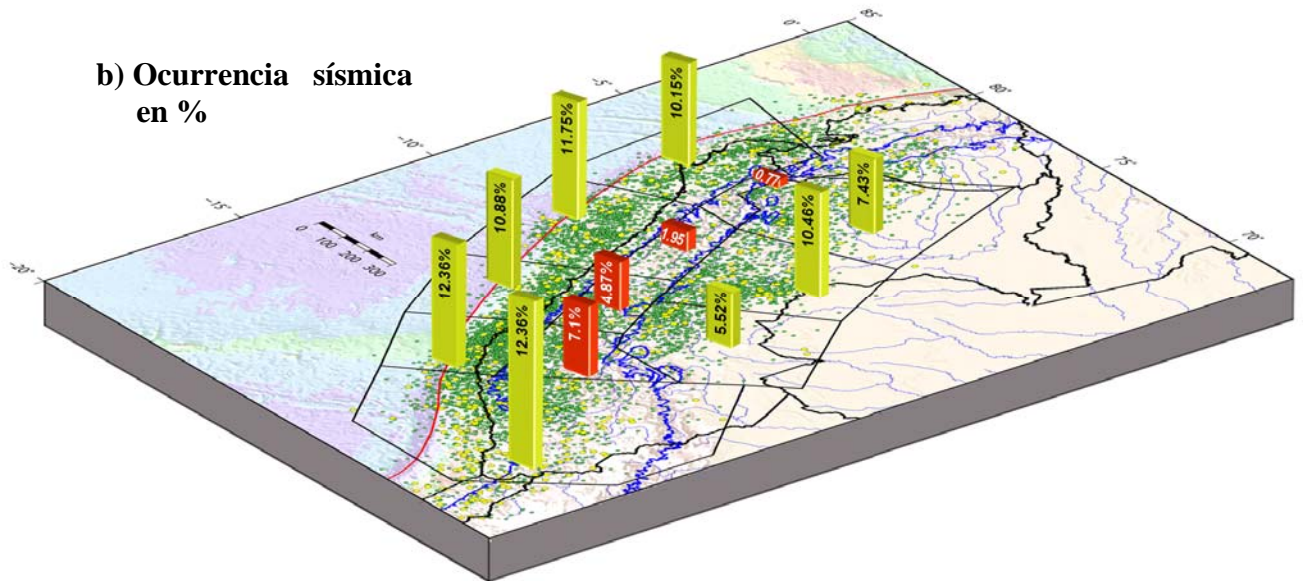
**Figura 7.6B** NÚMERO ACUMULADO DE EVENTOS VS. TIEMPO. Para el catálogo IGP, con sismos de magnitud  $M_L > 3.9$ , para el periodo 01/1982 - 12/2005.  $R_o$  se define como la Tasa de ocurrencia sísmica (eventos/día/volumen). Las líneas negras indican el periodo donde la sismicidad se comportó linealmente mostrando una tasa de ocurrencia sísmica homogénea. Los cuadros le corresponden a la figura 7.6A.



a) Tasa de ocurrencia  
sísmica (eventos/día)



b) Ocurrencia sísmica  
en %



**Figura 7.6D.** a) Mapa sísmico del Perú con datos del IGP (1982 - 2005). Las cajas negras representan las zonas sismogénicas del Perú. Las barras amarillas corresponden a los valores de la tasa de sismicidad (eventos/día). Las barras rojas corresponden a las tasas de sismicidad correspondientes a los altos Andes (>2000) b) Mapa sísmico del Perú, mostrando en porcentaje la ocurrencia de sismicidad de las zonas sismogénicas. (Ver figura 7.3A)

## CAPÍTULO VIII

### *Interpretación.*

**L**a Cordillera de los Andes y la Cordillera Himalaya son las 2 principales cadenas montañosas del globo. Ambas poseen sismicidad activa, generada por convergencia de placas; colisión entre placas continentales en Los Himalayas y, subducción de una Placa Oceánica debajo de una Placa Continental en los Andes. Estas orogenias producen diferentes procesos geológicos y tectónicos, bastante estudiados en las últimas décadas. Uno de esos estudios los desarrolló L. Bollinger (2004), quién demostró la influencia de la modulación topográfica sobre la sismicidad registrada durante el periodo íntersísmico, el autor analizo datos sísmicos y modeló el estado de Nuestro estudio procura demostrar si estos parámetros poseen una relación similar en la cordillera Andina durante el mismo periodo íntersísmico. Durante esta fase o periodo se produce la principal actividad microsísmica reflejada en la acumulación de deformación elástica, el cual es el 90 % del tiempo total del ciclo sísmico. De ahí la importancia de este periodo para investigaciones geofísicas.

Se recopilaron datos geofísicos (sismos y mecanismos focales), geológicos (fallas) y topográficos. Para los datos de sismicidad tomamos como referencia 3 catálogos: **1.** El principal y con el que desarrollamos nuestro análisis es el catálogo local proveniente de la Red Sísmica Nacional del IGP para el periodo 1982 – 2005, ya que a partir de ese año la RSN contó con el mayor número de estaciones que permanecieron constantes en el tiempo; **2.** El segundo corresponde al catálogo telesísmico (remoto) del NEIC para el periodo 1973 (año de inicio del catálogo) al 2006 (año de inició de esta investigación). El

objetivo primordial para el uso este catálogo telesísmico fue desarrollar la comparación con el catálogo local para reconocer de una manera clara la distribución de las principales zonas sismogénicas y el comportamiento de la sismicidad, así como el de sus principales parámetros; **3.** El tercer catálogo fue la base de datos temporal desarrollado por F. Grange (1984) durante dos años de registro sísmico (1980 – 1981) quién realizó un estudio muy confiable de la microsismicidad del Sur del Perú, colocando una red temporal muy densa de 43 estaciones (figura 3.4). Cabe señalar que a pesar de que los catálogos usados poseen rangos de tiempos diferentes (NEIC: 33 años; IGP: 23 años y Grange: 2 años), nuestro objetivo es la distribución espacial de la sismicidad, por lo tanto su distribución temporal pasa a un plano secundario.

Para los datos de mecanismos focales, adquirimos 2 catálogos: **1.** Los datos locales proporcionado por el IGP (Tavera, 1998; Tavera & Buforn, 2001); **2.** El segundo catalogo se le denomina “Tensor de Momento Sísmico Centroide-CMT, éste catálogo pertenece al Departamento de Ciencias Planetarias y de la Tierra de la Universidad de Harvard. Y para la topografía, obtuvimos de los datos desarrollados por Smith & Sandwell (1997), basados en datos gravimétricos y de altimetría Satelital.

El análisis estadístico y comparación de los 2 principales catálogos se desarrolló usando los software MATLAB y ZMAP (Wiemer, 2001), arrojando los siguientes resultados:

- En primer orden ambos catálogos (NEIC e IGP) presentaron una distribución similar, mostrándonos las principales zonas sísmicas del Perú.
- El catálogo IGP fue el que presenta anomalías técnicas mayores, debido principalmente a 2 factores: La falta de una buena distribución de estaciones sismográficas receptoras, y que la cantidad de estaciones sismográficas no permaneció constante a través del tiempo, variando constantemente la cantidad de eventos registrados.
- La sismicidad al no registrarse de manera homogénea, tuvo que excluirse los eventos con magnitudes menores, quedando solo eventos cuyas magnitudes crecen linealmente a través del tiempo (magnitud de completitud ó  $M_C$ ). Esta magnitud fue para el NEIC,  $M_C=4.7 M_w$ , y  $M_C= 3.9 M_L$  para el IGP. La gran diferencia de  $M_C$  para

ambos catálogos se deben a que por ser un catálogo global con estaciones telemétricas, el catálogo NEIC capta solamente eventos de magnitudes elevadas ( $>3 M_W$ ) y de baja calidad, por lo que su  $M_c$  es alta.

- Se desagruparon (declustering) los eventos dependientes o réplicas, ya que nuestro estudio se basa en el análisis de la sismicidad durante el periodo intersísmico, es decir, estas réplicas de eventos importantes ocurren durante el periodo postsísmico, pero si tomamos en cuenta los eventos importantes (periodo cosísmico) para analizar su distribución espacial y reconocer de esa manera las principales zonas sísmicas.
- Los principales parámetros de ambos catálogos no presentan grandes *contaminaciones externas o técnicas*, sino más bien presentan una buena calidad de información geofísica con respecto a los principales parámetros sísmicos

La distribución de los sismos en el Perú se presenta de manera muy heterogénea, pudiendo identificarse las principales zonas sismogénicas. Los sismos con foco superficial ( $<60$  Km.) tienen dos fuentes: **1.** La primera se localiza entre la línea de fosa y la línea de Costa; **2.** La segunda en el interior del continente, específicamente en la zona Subandina. La primera fuente se debe a la fricción entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana produciendo las zonas principales zonas sismogénicas y la zona donde también ocurren los eventos de mayor magnitud. La segunda fuente ubicada en el continente produce también algunas de las zonas sismogénicas importantes relacionadas a la deformación de la corteza y la activación de fallas, pero con eventos de menor magnitud.

La sismicidad de profundidad intermedia (60 – 300 Km.), está asociada a la deformación de la Placa de Nazca descendente debajo de la Placa Sudamericana, estos eventos por ser bastante profundos y de menor magnitud no son sentidos en la superficie.

Existe además actividad sísmica profunda ( $> 300$  Km.) cercana a las fronteras Perú-Brasil y Perú-Bolivia, se piensa que esta actividad es producida por un cambio de fase (Okal & Bina, 1994), entonces estos eventos están excluidos de esta investigación por no ser eventos originados por acumulación de esfuerzos (periodo intersísmico).

Del análisis de las secciones sísmicas perpendiculares a la fosa, podemos mostrar de una manera más clara los principales parámetros y la distribución espacial al detalle de los sismos en el Perú. La actividad sísmica en el Perú se agrupa en tres zonas:

1) La primera es la zona de antearco, donde los mecanismos focales muestran una tendencia de fallas inversas, típicos de zonas de subducción donde el régimen compresivo domina el estado de esfuerzos haciendo que  $\sigma_1$  tenga una dirección de orientación ENE-WSW a E-W a lo largo de la línea de convergencia de Placas. Sin embargo, observamos secciones que presentan algunos mecanismos focales de fallas normales producidos por esfuerzos tensionales en dos zonas: Sobre la Placa de Nazca, cercanos a la línea de fosa y sobre la zona de Costa. Los mecanismos focales que se localizan cercanos a la línea de fosa se producen en menor cantidad, y se asocian a la flexión (bending) o arqueamiento que sufre la Placa de Nazca al momento de introducirse debajo de la Placa Sudamericana, este arqueamiento produce el esfuerzo tensional necesario para producir fallamiento normal. En la zona de Costa estos mecanismos focales normales tienen una dirección de orientación N-S, este comportamiento se debe a que la línea de Costa se encuentra muy cercana a la fosa, es decir, la pendiente del relieve es muy fuerte en una zona bastante angosta (~100 Km.), produciendo esfuerzos tensionales donde  $\sigma_1$  es vertical.

2) El segundo agrupamiento ocurre en la Placa Sudamericana en la zona Subandina superficial (<60 Km.) y posiblemente el llano Amazónico (no se concluye esto por escasez de datos sísmicos). Estos eventos muestran mecanismos focales de fallas inversas con direcciones de orientación E-W a ENE - WSW, paralelas a la cadena Andina, donde  $\sigma_1$  es nuevamente E-W, similar a la zona de antearco. Este proceso compresivo en la zona Subandina está asociado a la convergencia del escudo brasileño bajo la Cordillera Oriental (Suárez et al., 1983).

3) El tercer grupo de mecanismos focales ocurren a profundidades intermedias (60 - 300 Km.) debajo de la zona Subandina, presentando fallas de tipo normal. Estos mecanismos normales se deben al “*detachment*” ó separación del *slab* oceánico por efecto de la gravedad es decir, el *slab* tiende hacia el interior del manto, produciendo un arqueamiento en la superficie de la Placa de Nazca en subducción, que genera esfuerzos tensionales cuyos ejes de orientan en dirección NW-SE.

Las estructuras presentes en la Placa de Nazca modifican la distribución espacial de la actividad sísmica. Estas estructuras en orden de importancia son: la Dorsal de Nazca, la Fractura de Mendaña, la Fractura de Nazca y la Depresión Submarino de Trujillo (Trujillo trough) y la probable Meseta Inca (Gutscher et al., 1999).



La Dorsal de Nazca al momento de la subducción por debajo del continente genera un mayor acoplamiento sísmico y por lo tanto mayor actividad (Fig. 5.2b), pero ya debajo del continente se comporta como un cuerpo asísmico que, junto con la probable Meseta Inca (Gutscher et al., 1999), producirían el levantamiento del *slab*, denominado “*Flat Slab*” (Ramos, 1999). Ambas estructuras generan lagunas asísmicas sobre el *slab* (Figuras 6.6 y 6.8). Así mismo la fractura de Nazca y Fractura de Mendaña, tienden a generar actividad microsísmica a lo largo de su estructura antes de subducir, pero una vez en subducción se comportan como barreras asísmicas. (Figuras 6.4 y 6.5). Esto lo demostraron Robinson et al, (2006) sobre la Fractura de Nazca durante el sismo del 2001 en Arequipa (8.4 Mw), donde esta fractura funcionó como una barrera desde el inicio del sismo hasta los 30sg. donde recién sufrió la ruptura, es decir, que a partir de ese periodo de tiempo el esfuerzo acumulado fue lo suficientemente alto para traspasar el esfuerzo crítico donde la fractura de Nazca produce ruptura (sismo). Heinbockel et al, (2003) afirmaron también que estas zonas de ruptura lenta se deben a la acumulación de sedimentos submarinos depositadas sobre estas estructuras previos a la subducción, que una vez en subducción funcionan como lubricantes en las fallas. La depresión submarina de Trujillo también presenta esta tendencia de aumentar y disminuir la sismicidad ya que en la zona donde esta depresión subduce se produjo el Tsunami del 20/11/1960 (6.8 Mw), pero en comparación con las otras estructuras, esta funciona en subducción de manera oblicua a la fosa (Fig. 6.3).

Los esfuerzos generados por la convergencia de placas y la presencia de la Cordillera Andina, juegan un papel importante en la generación de la sismicidad, en el trasarco y antearco existe una constante en la sismicidad, encontrándose en estas áreas las principales zonas sismogénicas del Perú. En cada una de estas zonas existen los esfuerzos que hacen posible la presencia de la sismicidad. Pero en las zonas debajo de la cordillera Andina Alta o Altos Andes, existe una desaparición abrupta de esta sismicidad, siguiendo la geometría sinuosa de nivel 2000m a lo largo de la cadena andina, tanto en la zona de Antearco y Trasarco. Esta desaparición de la sismicidad también ocurre en Los Himalayas como lo evidenció L. Bollinger (2004).

En las zonas de antearco y trasarco, menores a 2000m el estado de esfuerzos posee una componente principal  $\sigma_1$  en compresión de manera perpendicular a la Cordillera Andina, además de poseer volúmenes litosféricos mucho menores de aproximadamente 41.5 Km. de grosor a 30 Km. de la línea de Costa (Manrique, 2003), en comparación con la cadena alta (>2000m) donde el volumen de la corteza se incrementa (54.7 Km. de grosor de

corteza a 200 Km. de la línea de Costa), y es aquí donde el principal tensor de esfuerzos  $\sigma_1$  es la componente vertical ( $\sigma_2$ ) y  $\sigma_3$  son los esfuerzos compresivos horizontales. Ya que los esfuerzos verticales se incrementan con el peso, a profundidades mayores el esfuerzo vertical es mayor (Turcotte & Schubert, 2002), entonces, en los Altos Andes cuando se incrementa el esfuerzo vertical hasta igualar el esfuerzo horizontal compresivo, la tectónica se vuelve de tipo extensional, y este esfuerzo tiene una dirección casi paralela a la dirección de la convergencia de placas. De esa manera el peso litosférico ( $\sigma_z$ ) que ejerce la alta topografía de los Andes sobre el campo de esfuerzo, produce una compensación entre los esfuerzos compresivos horizontales (que son los que generan la actividad sísmica), y el esfuerzo vertical. Según Liu et al, (2000) denominan a este cambio en la tectónica de esfuerzos como un colapso gravitacional, donde el esfuerzo extensional sobrepasa a esfuerzo compresivo, pero esta denominación pierde valor, ya que existen otras zonas donde la tectónica es de tipo extensiva, como en la Costa del sur del Perú (Sebrier et al., 1985). Nosotros lo definimos en términos de Compensación tectónica, donde los 2 principales esfuerzos (vertical: topografía; horizontal: compresión) compiten. (Fig. 8.1)

Es más, los eventos sísmicos de magnitudes mayores ( $> 5 M_L$ ) prácticamente desaparecen debajo de los Altos Andes, donde la tectónica es de tipo extensional, y vuelven a reaparecer cuando la topografía desciende a niveles inferiores a 2000m. (Figuras 7.4 y 7.5).

En el Sur del Perú en cambio, esa tendencia a disminuir sobre el nivel 2000 m debido al peso litosférico, no genera una disminución abrupta de la sismicidad, aunque incluso debería ser mas notorio que en el norte y centro del Perú, ya que la meseta Altiplánica presenta un volumen litosférico superior que en el centro del Perú. Esto se debe a dos razones: La primera es la presencia de la Dorsal asísmica de Nazca que se encuentra en subducción, lo cual produce una mayor acoplamiento y mayor fricción en el antearco y por lo tanto una mayor actividad sísmica tanto en la zona acoplada como en los alrededores de ésta y, una laguna sísmica en su parte subducida. Y en segundo lugar, al Costado derecho de la Dorsal de Nazca en subducción, existe una contorsión del *slab* (Grange, 1984), desarrollando una subducción del tipo Normal o denominada también *Steep slab* que subduce con un ángulo de buzamiento mayor de  $30^\circ$ , que modifica totalmente el estado de esfuerzos en el interior de la corteza continental.

Para poder mostrar de una mejor manera como la modulación topográfica induce a la disminución de la sismicidad, hemos cuantificado la desviación de esfuerzo vertical que se produce sobre el nivel 2000m que genera este descenso en la sismicidad. Esta cuantificación esta descrita por la siguiente expresión según Turcotte & Schubert (2002).

$$\sigma_y = \rho g h \quad (1.1)$$

Donde

$\rho$  – Densidad de la corteza\*  
 $g$  – Aceleración de la gravedad\*\*  
 $h$  – Altitud.

Para la topografía utilizamos como base la batimetría digital derivada de altimetría satelital desarrollada por Smith & Sandwell (1997). Nuestro análisis asume que la litosfera continental es una lámina delgada bidimensional de comportamiento elástico (Fig. 8.1), entonces para encontrar el efecto generado por la carga topográfica debemos determinar el esfuerzo litosférico sobre un plano horizontal. Asumiendo la altitud de 2000 m (2 Km.) y que la densidad media es  $2700 \text{ kg m}^{-3}$ ; de la ecuación (1-1) nosotros encontramos que:

$$\begin{aligned} \sigma_y &= 2700 \text{ kg m}^{-3} \times 9.79 \text{ m s}^{-2} \times 2 \times 10^3 \text{ m} \\ \sigma_y &= 0,529 \times 10^8 \text{ Pa} = \boxed{52.9 \text{ MPa}} \\ &= \boxed{529 \text{ Bar}} \end{aligned}$$

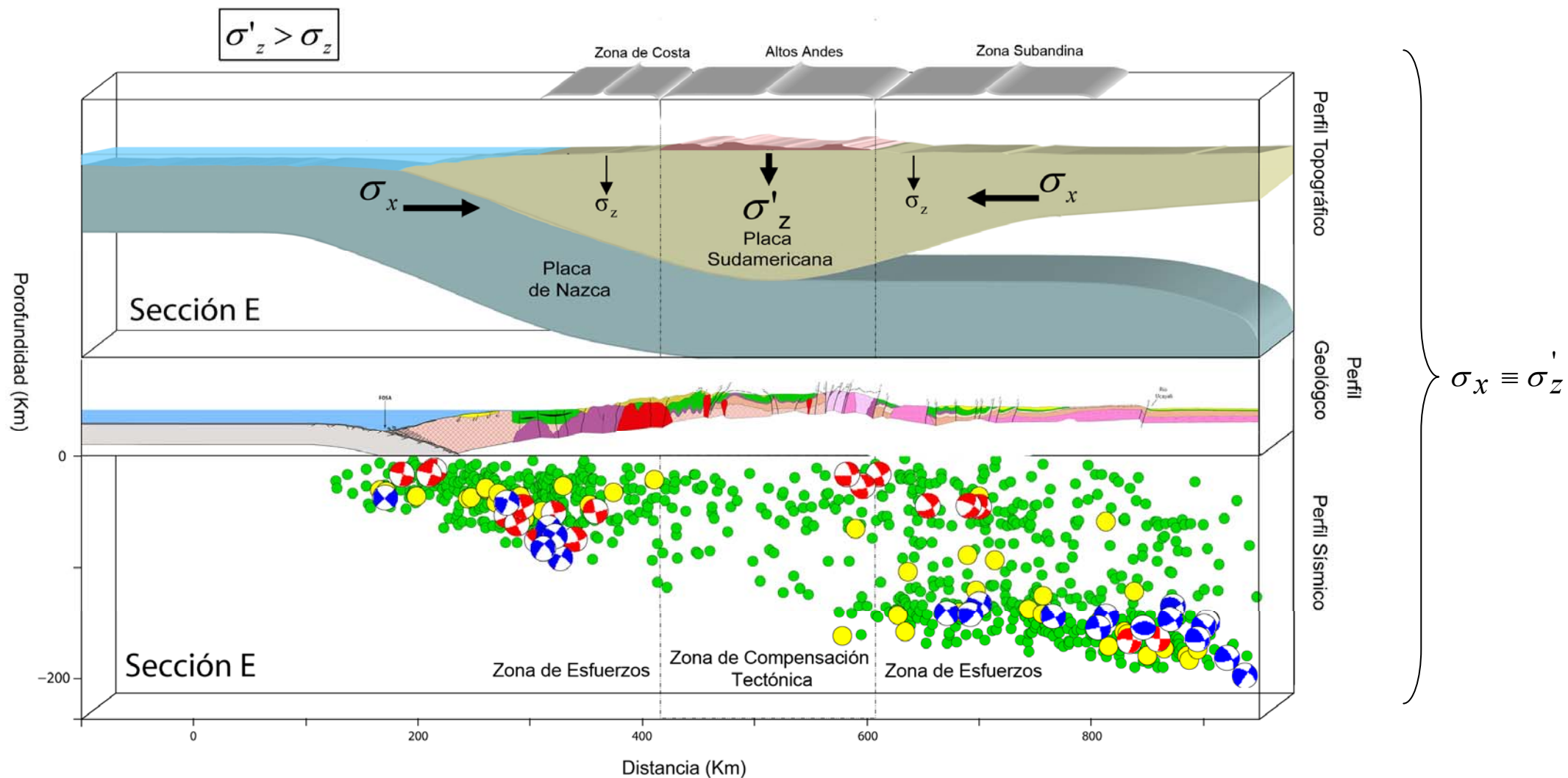
Las unidades en el SI:

- Para el esfuerzo es el pascal (Pa). Las presiones y el esfuerzo en la Tierra son normalmente dados en megapascuales (Mpa); **1 megapascal =  $10^6$  pascuales.**
- Para el esfuerzo tectónico es el bar (Ba), donde: **1MPa = 10 Bar**

Este resultado es de similar orden de magnitud que el modelo determinado por L. Bollinger (2004), que corresponde a  $<35 \text{ MPa}$ , para los Himalayas, el cual utilizó similar procedimiento para la determinación de la variación del estado de esfuerzos. Ahora si tomáramos el valor de desviación de esfuerzos =  $35 \text{ Mpa}$ , entonces la altura donde se produciría esta variación sería  $\sim 1300\text{m}$ , que estaría dentro del rango adecuado de altura para producir esta disminución de la sismicidad.

\*  $2700 \text{ kg m}^{-3}$ , densidad media de la corteza superior (Turcotte & Schubert, 2002)

\*\*  $9.79 \text{ m s}^{-2}$ , dato de la aceleración de la gravedad para Perú. Fuente: Ministerio de Transportes y Comunicaciones,



**Figura 8.1.** Perfil topográfico (*escala 1:1*), perfil geológico (*escala 1:3*) y perfil sísmico (*escala 1:1*) mostrando el efecto del peso litosférico de los altos Andes (>2000 m). El perfil corresponde a la sección E de la figura 7.4, perpendicular la fosa.

## Conclusiones

Las principales conclusiones que se desprenden de este estudio son:

1. El IGP y el CNDG desarrollan una gran labor investigativa en los Andes Peruanos. Debemos continuar y renovar continuamente la recolección de datos (GPS, Gravimetría, mecanismos focales locales, Tomografía, datos microsísmicos, etc.), y además realizar estos estudios de manera multidisciplinaria para mejorar los resultados.
2. La distribución espacial de la sismicidad en el Perú es compleja ya que proviene de diferentes fuentes sismogénicas. La sismicidad superficial (<60 Km.) posee dos fuentes, la primera, debido a la fricción producida por la convergencia de placas, y es además la zona donde ocurren los terremotos de mayor magnitud en el Perú. La segunda fuente se encuentra en el interior del continente, y esta asociada a los principales sistemas de falla que se activan por procesos de deformación litosférica, mostrándonos un cambio notable en la dirección y orientación de esfuerzos.



3. La sismicidad de foco intermedio (60 – 300 Km.) está ligada a la deformación interna de la Placa de Nazca en subducción por debajo de la Placa Sudamericana, generando eventos sísmicos de magnitud elevada pero por ser profundos no son sentidos en la superficie.
4. Las estructuras tectónicas que se encuentran en la Placa de Nazca frente al margen continental Peruana producen variaciones en la distribución espacial de la sismicidad. Estas estructuras por orden de importancia son: La Dorsal de Nazca; la Fractura de Mendaña; la Fractura de Nazca y; la Depresión Submarina de Trujillo.
5. Estas estructuras actúan de dos formas sobre la distribución de la sismicidad. En primer lugar, aumenta la actividad microsísmica en la periferia de las estructuras y en segundo lugar, producen lagunas sísmicas. Para que se presente sismicidad deben alcanzar una cantidad de esfuerzo crítico necesaria para generar ruptura sobre estas estructuras, como la que ocurre en las zonas de contacto entre placas.
6. La topografía andina es consecuencia de los esfuerzos aplicados por la tectónica de placas y su evolución a través del tiempo. La alta topografía controla la actividad sísmica que se genera debajo de los Andes. En las zonas de antearco y trasarco existe una sismicidad constante y homogénea, pero debajo de los Altos Andes, sobre la línea de nivel de 2000m, se produce una fuerte disminución de la actividad sísmica, donde la sismicidad sigue la geometría sinuosa de esta altitud.
7. En las zonas de antearco y trasarco, menores a 2000m la deformación tiene una componente principal de tipo compresiva, teniendo volúmenes litosféricos mucho menores, en comparación con los Altos Andes (>2000m), donde el principal tensor de esfuerzos es la componente vertical ( $\sigma_3$ ). Por lo tanto, en los Altos Andes cuando se incrementa el esfuerzo vertical ( $\sigma_3$ ) hasta sobrepasar el esfuerzo horizontal ( $\sigma_1$ ) la tectónica se vuelve extensional, produciéndose una zona donde los *esfuerzos son similares en magnitud y compiten entre sí*.
8. Este esfuerzo en tracción que se produce en los Altos Andes tiene una dirección casi paralela a la dirección de la convergencia de placas, de esa manera el peso litosférico que ejerce la alta topografía sobre el campo de esfuerzo, genera una compensación tectónica que a su vez produce la disminución de la sismicidad generada por tectónica compresiva, es decir, de la figura 8.1 deducimos que:

$$\sigma_x \equiv \sigma_z'$$

Donde:

$\sigma_x$  Es el esfuerzo  $H_{max}$  que genera la sismicidad. ( $\sigma_1$ )

$\sigma_z'$  Es el esfuerzo  $V_{max}$  generado por el peso de la alta topografía ( $\sigma_3$ ).

9. La desviación de esfuerzo necesario para producir este descenso en la sismicidad, es aproximadamente 52,9 Mpa esta desviación del esfuerzo efectivo, es de similar orden de magnitud que el modelo determinado por L. Bollinger (2004) para la Cordillera Himalaya (~35 Mpa).
10. A pesar de poseer diferentes configuraciones tectónicas: colisión continental (Himalayas) vs. subducción (Andes), ambas Cordilleras poseen una influencia similar en la sismicidad y la deformación durante el periodo íntersísmico.



## *Perspectivas del autor*

- La cadena Himalaya cuenta con una buena base de investigación sismotectónica en comparación con los Andes, por lo tanto se requiere profundizar estos estudios para mejorar la comparación entre ambas Cordilleras.
- Mi principal perspectiva es especializarme en sismotectónica, y de esta forma continuar participando en el desarrollo de estos estudios, tanto a nivel local como regional, y poder desarrollar así estudios sobre la acumulación de esfuerzos en los Andes Peruanos y la comparación de parámetros sismotectónicos entre el Himalaya y los Andes, así como, la caracterización y modelamiento de las principales zonas sismogénicas en el Perú.
- Desarrollar en equipo una buena producción científica nacional e internacional, para el mejor entendimiento de la cadena Andina.





## BIBLIOGRAFIA

- Allmendinger R.**, Jordan T., Kay S. and Isacks B. 1997. The Evolution of the Altiplano Puna Plateau of the Central Andes. *Annual Reviews of Planetary Sciences*, 25:139-174
- Arriagada C.** 2003. Rotaciones tectónicas y deformación del antearco en los Andes centrales durante el Cenozoico. PhD. Thesis, Universite de Rennes-France/ Universidad de Chile-Chile.
- Baby P.**, Hermoza W., Navarro L. y Bolaños R. 2005. Geodinámica Mio-Pliocena de las cuencas Subandinas Peruanas: Un mejor entendimiento de los sistemas petroleros. *INGEPET' 2005. EXPR-3-PB-20, Lima*,
- Barazangi M.** & Isacks B. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America: *Geology*, 4: 686-692.
- Barazangi M.** & Isacks B. 1979 Subduction of the Nazca Plate beneath Peru: Evidence from spatial distribution of earthquakes: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. 57: 537-555
- Bernal, I.** 2002. Aproximación a un Modelo Detallado de la Sismicidad en el Perú: Características y Evaluación de la Energía Sísmica Liberada. *Tesis de grado UNSA*. 170p.
- Bernal, I.** & Tavera, H., 2001. Geodinámica, sismicidad y energía sísmica. *Monografía de investigación, Centro Nacional de Datos Geofísicos - IGP*. 64 pp.
- Bevis, M.**, & Isacks B. 1984. Hypocentral trend surface analysis: Probing the geometry of Benioff zones, *Journal of Geophysical Research*. 89: 6153-6170, 1984.
- Bollinger L.** 2002 Deformation de l'Himalaya du Nepal. *Ph.D. Thesis*, 400 pp., Univ. Paris-Sud XI, Paris, France.
- Bollinger L.**, Avouac J.P., Cattin R., and Pandey M.R. 2004. Stress buildup in the Himalaya. *Journal of Geophysical Research*, 109-B11405
- Cahill, T.** & Isacks, B.L. 1992. Seismicity and the shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research*. 97: 17503-17529.
- Castillo, J.** & Alva, J. 1993. Peligro Sísmico en el Perú. *VII Congreso Nacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería de Cimentaciones, Lima, 6-10 diciembre*.

- Castillo, P.** & Lonsdale, P. 2004. Geochemistry of Alvarado and Sarmiento ridges suggests widespread Galapagos plume-upper Mantle interaction in the Miocene Eastern Pacific? *American Geophysical Union, Fall Meeting 2004*, V33G-03
- Chen, P.,** Bina, C. R. and Okal E. A. 2001. Variations in slab dip along the subducting Nazca Plate, as related to stress patterns and moment release of intermediate-depth seismicity and to surface volcanism. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Vol 2: 2001GC600153
- Dalmayrac, B.,** Laubacher, G. y Marocco, R. 1980. Geologie des Andes Peruvienes, caracteres genetaux d'évolution géologique des Andes Peruvienes. *Travaux en documents de l'OR.S.T.O.M.* 96, 217 pp.
- Davis, D.,** Suppe J., and Dahlen F. 1983. Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research*, 88: 1153-1172.
- DeMets C.,** Gordon R.G., Arcos D.F. and Stein S. 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101: 425-478
- Dixon T.H.,** Naraghi M., McNutt M.K. and Smith S.M. 1983 Bathymetric prediction from Seasat altimeter data. *Journal of Geophysical Research*, 88:1563-1571.
- Dorbath C.,** Dorbath L., Cisternas A., Deverchere J., Diamant M., Ocola L., and Morales M. 1986. On Crustal Seismicity of the Amazonian Foothill of the Central Peruvian Andes. *Geophysical Research Letters*. 13: 1023-1026.
- Dorbath, L.,** Cisternas A., and Dorbath C. 1990b. Quantitative assessment of great earthquakes in Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80: 551-576
- Dziewonski A.M.** and Woodhouse J.H. 1983. An experiment in the systematic study of global Seismicity: Centroid-moment Tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981. *Journal of Geophysical Research*, 88: 3247-3271
- Engdahl, E.R.,** and Villaseñor A. 2002. Global Seismicity: 1900-1999, in W.H.K. Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kisslinger (editors), *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Part A, Chapter 41, pp. 665-690.
- Flores A.,** Clouard V., Pérez A., Gerbault M. And Campos J. 2005. Efecto de la subducción de una montaña marina sobre el campo de esfuerzos y el prisma de acreción frente a Chile central y su relación con la nucleación del terremoto de Valparaíso de 1985. *Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería antisísmica*: Noviembre 2005 - Concepción, Chile

- Gansser A.** 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society*, Vol. 129: 93-131.
- Grange F.,** Cunningham P., Gagnepain J., Hatzfeld D., Molnar P., Ocola L., Rodriguez A., Roecker S., Stock J. and Suarez G. 1984. The configuration of the seismic zone and the downgoing slab in Southern Peru. *Geophysical Research Letters*, 11(1) : 38-41.
- Grange, F.** 1984. Etude sismotectonique detaille de la subduction lithospherique au Sud Perou, *Ph.D. Thesis, IRIGM, Grenoble, France.*
- Gubbels, T.,** Isacks B., and Farrar E. 1993. High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian Central Andes, *Geology*, 21: 695-698.
- Gutscher, M. A.,** Olivet J., Aslanian D., Maury R., y Eissen J. P. 1999. The "lost Inca Plateau": Cause of the flat subduction beneath Peru?, *Earth Planetary Sciences Letters*, 171: 335-341.
- Gutscher, MA,** SpaKman, W., Bijwaard, H. and Engdahl, E. R. 2000. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomography constrains from the Andean margin. *Tectonics*, 19: 810-833.
- Gutscher, M. A.** 2002. Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interpolate coupling. *Journal of South American Earth Sciences*, 15:3-10
- Hampel A.** 2002. The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: A re-evaluation, *Earth and Planetary Science Letters*, 203: 665-679.
- Hampel, A.,** Kukowski N., Bialas J., Huebscher C., Heinbockel R. 2004. Ridge Subduction at an erosive margin: The Collision Zone of the Nazca Ridge in Southern Peru, *Journal of Geophysical Research*, 109-B02101.
- Handschumacher, D. W.** 1976. Post-Eocene plate tectonics of the eastern Pacific. In Sutton, G. H., Manghnani, M.H. & Moberly, R. (eds) *The Geophysics of the pacific Ocean and Its Margins. American Geophysical Union, Washington, D.C.*, 117-202.
- Hasegawa, A. & Sacks, S.** 1981. Subduction of Nazca plate beneath Peru as determined by seismic observations. *Journal of Geophysical Research*, 86: 4971-4980.
- Heinbockel, R.,** Dehghani, G. A. and Huebscher, Ch., 2003. Gravity and magnetic investigations along the Peruvian continental margin, *Geophysical Research Abstracts*, 5-05857.

- Heras, H.** 2002. Análisis de la distribución del valor de “b” en la zona de subducción de Perú. *Tesis de grado UNSA*. 115p
- Huchon, P. & Burgois, J.,** 1999. Subduction-induced fragmentation of the Nazca Plate of Peru: Mendaña Fracture Zone and Trujillo Trough revisited. *Journal of Geophysical Research*, 95(6): 8914-8436.
- Husson, L. and Ricard, Y.,** 2004. Stress balance above subduction zones: application to the Andes. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 222(3-4): 1037-1050.
- Hyndman, R. D., Yamano, M. and Oleskevich, D. A.** 1997. The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults. *The Island Arc*, 6: 244-260.
- Isacks, B.** 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93: 3211-3231.
- James, D.** 1970. Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 82: 3325-3346.
- Jordan T., Isacks, B., Allmendinger R., Brewer J., Ramos V. and Ando C.** 1983. Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca Plate. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 94(3): 341-361.
- Krabbenhof A., Bialas J., Koop H., Kukowski N., and Hubscher C.** 2004. Crustal structure of the peruvian continental margin from wider-angle seismic studies. *Geophysical Journal International*, doi:10-1111/j.1365-2406x
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley R., Brooks Jr. B.A.** 2001. An integrated crustal velocity field for the central Andes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Vol 2(11), doi:10.1029/2001GC000191.
- Lavenue A.,** 1978. Neotectonique des sédiments plio-quaternaires du nord de l'altiplano bolivien (région de la Paz- Ayo Ayo-Umala). *Cahiers O.R.S.T.O.M.: série géologie*, Vol. 10 : 115-126, Paris
- Lay T. and Wallace T.C.** 1995. *Modern Global Seismology*. Academic Press, San Diego, California, 521 pp.
- Lindo R.** 1993. Seismo tectonique des Andes du Perou central: Apport des données sismologiques de haute precision. Ph.D. Thesis, Université Louis-Pasteur, Strasbourg, France.
- Lindo R.** 1993. Seismo tectonique des Andes du Perou central: Apport des données sismologiques de haute precision. Ph.D. Thesis, Université Louis-Pasteur, Strasbourg, France.

- Liu M.**, Youqing Yang, Seth Stein, and Eryn Klosko, 2002. Crustal Shortening and Extension in the Central Andes: Insights From a Viscoelastic Model, Geodynamics Series. Vol. 30, DOI: 10/1029/030GD19.
- Macharé J.**, Sébrier M., Huamán D. y Mercier, J. L. 1986. Tectónica cenozoica de la margen continental peruana. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, Vol 76: 45-77.
- Macharé J.**, Fenton C., Machette M., Lavenu A., Costa C. and Dart R. 2003. Database and map of Quaternary faults and folds in Peru and its offshore region. *United States Geological Survey Open-File Report*, 03-451: 49 pp.
- Macharé J.** & Ortlieb L. 1992. Plio-Quaternary vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru Sébrier M., Huamán D. y Mercier, J. L. 1986. Tectonophysics, 205: 97-108.
- Madariaga R.** 1998, Sismicidad de Chile. *Física de la Tierra*, Vol. 10: 221-255.
- Manrique M.O.** 2003. Estimación del espesor de la corteza continental en el centro y sur del Perú a partir de fases PmP. *Compendio de trabajos de investigación CNDG-IGP*, Vol.4:53-64.
- Marocco R.** 1980. Geologie des Andes Peruviennes, un segment E-W de la chaîne des Andes peruviennes : La déflexion d'Abancay. Etude géologique de la Cordillera orientale et des Hauts Plateaux entre Cuzco et San Miguel Sed du Pérou. *Doc. O.R.S.T.O.M.* 94 pp.
- Megard F.** 1978. Etude geologique des Andes du Pérou Central: *Memoires ORSTOM*, 86 : 310p, Paris.
- Minakami, T.** 1974. Seismology of volcanoes in Japan, in *Physical Volcanology*, L. Civetta, Gasparini, P., Luongo, G. y Rapolla, A. (comps.), Elsevier Scientific Publish. Co., pp. 1-27. Netherlands.
- Myers J.S.** 1976. Erosion surfaces and ignimbrite eruption, measures of Andean uplift in Northern Peru, *Geological Journal*, Vol. 11(1): 29-44.
- Norabuena E.**, Leffler L., Mao A., Dixon T., Stein S., Sacks S., Ocola L., and Elis M. 1998. Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the Central Andes. *Science*, 279: 358-362.
- Okal, E.** & Bina C. 1994. The deep earthquakes of 1921-1922 in Northern Peru, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol.87: 31-54.



- Pacheco J.**, Sykes L. and Scholz C., 1993. Nature of seismic coupling along simple plates boundaries of the subduction types. *Journal of Geophysical Research*, 98: 14133-14159.
- Palacios O.**, Sánchez A., y Herrera F., 1995. Geología del Perú, *Boletín 55 - Serie A; INGEMMET*, 177 pp. Lima - Perú.
- Pardo M.**, Comte D. and Monfret T. 2002. Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15: 11-22.
- Pennington, W.D.** 1981, Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of Northwest South America: *Journal of Geophysical Research*, 86: 10753-10770.
- Philips M.** and Mégard F. 1977. Structural analysis of the superficial deformation of the 1969 Pariahuanca earthquakes (Central Peru). *Tectonophysics*, Vol. 38(3-4): 259-278.
- Pilger R.** 1981. Plate reconstructions, seismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 92: 448-456.
- Ramos V.** 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, Vol. 22(3): 183-190
- Ramsay J. G.** 1967. Folding and Fracturing of Rocks. *New York, McGraw-Hill*, 568 pp.
- Reasenbergs P.A.** 1985. Second-order moment of central California Seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 90: 5479-5495.
- Reinen L.** & Tullis T. 1995. Microstructural evidence of strain localization and distributed strain in serpentine friction experiments. *EOS Transactions (American Geophysical Union Fall Meeting)*, 76-560.
- Rivera M.**, Tavera H., Aguilar V., Medina J., Lazares F. 2006. Crisis sísmica de Calacoa (Moquegua) - Octubre del 2005. *Informe Técnico Multi-Institucional (INGEMMET - IGP - PREDES - UNSA - CISMID)*, Lima - Perú.
- Rivero P.**, Bendito A. y Lobo W. 2005. Análisis de posibles actividades precursoras en el occidente Venezolano. *Boletín Técnico IMME*, Volumen 43(1), Venezuela.
- Robinson D. P.**, Das S. and Watts A. B. 2006. Earthquake Rupture Stalled by a Subducting Fracture Zone. *Science*, 312: 1203-1205.

- Rodríguez, L. & Tavera, H.** 1991. Determinación con alta resolución de la geometría de la zona de Wadati-Benioff en el Perú Central. *Revista Brasileira de Geofísica*. Vol.9(2):141-159.
- Ruegg, J.C.** 1994. Crustal deformation and earthquakes: application to the seismic cycle study in Northern Chile. *Física de la Tierra*, Núm 6: 201-243.
- Sambridge M. & Gudmundsson O.,** 1998. Tomographic systems of equations with irregular cells. *Journal of Geophysical Research*, 103 (B1): 773–782.
- Savage J. C., Lisowski M. and Prescott W. H.** 1991. Strain accumulation in Western Washington. *Journal of Geophysical Research*, 96: 14493-14507
- Schneider J. & Sacks B.** 1987. Stress in the contorned Nazca plate beneath Southern Peru from local earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 92: 13887-13902.
- Sébrier M.** 1978. Observaciones acerca de la tectónica reciente en el noroeste del Perú. *IV Congreso Peruano de Geología*, Lima.
- Sébrier M., Marocco R., Gross J., Macedo S., y Montoya M.** 1979. Evolución neógena del Piedemonte pacífico de los Andes del sur del Perú. *II Congreso Geológico Chileno*, t. 3: I 71 - I 88, Arica.
- Sébrier M., Huamán D., Blanc J. L., Macharé J., Bonnot D. y Cabrera J.** 1982B. Observaciones acerca de la Tectónica del Perú: *Informe del Proyecto SISRA, CERESIS*, Lima 110p.
- Sébrier M., Mercier J., Mégard F., Laubacher G. and Carey-Gailhardis E.** 1985 Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in Central Andes of South Peru: *Tectonics*, 7: 895-928.
- Sébrier M.** 1987. Champ de contrainte au-dessus d'une zone de subduction : L'exemple des Andes Centrales (Pérou Central et Meridional). *Bulletin de l'Institut Français de Études Andinos*, 16(1-2): 29-37.
- Sébrier M., Lavenu A., Formari M. and Soulas J.P.** 1988. Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and Northern Chile) from Eocene to present. *Géodynamique*, 3(1-2): 85-106
- Sella G., Dixon T. and Mao A.,** 2002. REVEL : A model for recent plates velocities from space geodesy. *Journal of Geophysical Research*, 107. N° B4, 2081.
- Shimamoto T., Seno T. y Uyeda S.** 1993. A simple rheological framework for comparative subductology. In Akai K. & Dmowska R. eds. *Relating Geophysical*

Structures and Process: The Jeffreys Volume. *Geophysical Monograph Series* 76: 39-52. AGU, Washington DC.

**Silgado E.** 1978. Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1515-1974), *Instituto de Geología y Minería, Boletín* 3C: 131 pp., Lima.

**Smith W. H., & Sandwell D.T.** 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277: 1956-1962.

**Soler P. & Sébrier M.** 1990. Nazca slab retreat versus compressional deformation in the central Andes since late Oligocene times. *Symposium international géodynamique andine: Résumés des communications*, 187-190 pp. Paris, France

**Soulas J.P.** 1978. Tectonique quaternaire: La Cote Pacifique et la Chaîne Andine du Pérou Central. *Géographie Physique et Géologie Dynamique*, 20(5) : 399-414.

**Stauder, W.** 1975. Subduction of the Nazca plate under Peru as evidenced by focal mechanism and by seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 80: 1053-1064.

**Stern C.R.** 1991. Pliocene to present migration of the volcanic front, Andean southern volcanic zone. *Revista Geológica de Chile*, 16(2): 145-162

**Stern C.R.,** 2002. Subduction zones. *Reviews of Geophysics - AGU*, 40 (4).

**Suárez O., Molnar P. and Burchetel C.** 1983. Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador and Southern Colombia. *Journal of Geophysical Research*, 88: 10403-10428.

**Tavera, H.** 1998. Mecanismo focal de terremotos en el Perú y sismotectónica. *Ph.D. Tesis, Universidad Complutense de Madrid, España.*

**Tavera H.** 2006. Inferences On the Geometry of the Nazca Plate in Northwestern Peru Base on data collected by a Local Seismograph Network, *Earth Sciences Research Journal*, 10: 15-24.

**Tavera H. & Bufo E.** 2001. Source Mechanism of Earthquakes in Peru. *Journal of Seismology*, 5: 519-539.

**Tavera & Bernal I.** 2005. Distribución especial de las áreas de ruptura y lagunas sísmicas en el borde oeste del Perú. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, Volumen Especial N° 6: 89-102

**Teves N. & Evangelista E.** 1974. Las 200 millas del mar peruano y sus fondos marinos. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, Vol. 53: 59-74.

- Thornburg T.** & Kulm L. 1981. Sedimentary basins of the Peru Continental Margin: Structure, stratigraphy and Cenozoic tectonics from 6°S to 16°S latitude. *Geological Society of America, Memorial 154*: 393-422.
- Tichelaar W.** & Ruff L. 1991. Seismic coupling along the Chilean subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, 96: 11997-12022.
- Tichelaar W.** & Ruff L. 1993. Depth of seismic coupling along subduction zones. *Journal of Geophysical Research* 98: 2017-2037.
- Tse S.** & Rice J. 1986. Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties. *Journal of Geophysical Research* 91: 9452-9472.
- Uribe V.M.,** Audin L., Perfettini H., and Tavera H. 2007. Relationship between the topography and seismicity in the Central Peru. *2nd Alexander von Humboldt Conference*. EGU, 5 - 9 March, Lima
- Vlaar N.** & Wortel M. 1976. Lithospheric aging, instability and subduction. *Tectonophysics*, 32: 331-351.
- Vogt P.,** Lowrie A., Bracey D. and Hey R. 1976. Subduction of oceanic ridges: Effects on shape, seismicity and other characteristics of consuming plates boundaries. *Geological Society of America Special Paper*, 172: 59 pp
- Wessel P.** & Smith W.H. 1998. Improved version of the Generic Mapping Tools released. *EOS Transactions (American Geophysical Union)*, 79-579.
- Wiemer S.A.** 2001. A software package to analyze seismicity: ZMAP. *Seismological Research Letters*, 72(3): 373-382
- Wortel R.** 1984. Spatial and Temporal Variations in the Andean Subduction Zone, *Journal of the Geological Society of London*, 141: 783-791.
- Wortel R.** & Cloetingh S. 1981. On the Origin of the Cocos-Nazca spreading center. *Geology*, 9: 425-430
- Yamano M.** & Uyeda S. 1990. Heat-Flow Studies in the Peru Trench Subduction Zone, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 112: 653-661.
- Yeats R.** & Heath G.R. 1976. Bathymetry and structure of the bauer deep around dsdp Site 319. *Deep Sea Drilling Project*, Vol. 34(3):157-162

ANEXOS



## **ANEXO A.**

Modelo de “**Acumulación de Esfuerzos en el Himalaya**”, desarrollado por Bollinger et al., (2004), y sobre el cual se basa nuestro estudio.

## **STRESS BUILDUP IN THE HIMALAYA**

L. Bollinger, J. P. Avouac, R. Cattin and M. R. Pandey

Laboratoire Détection et Géophysique,  
Bruyères le Châtel, France.

Geological and Planetary Sciences Division,  
California Institute of Technology, Pasadena, California, USA.

Laboratoire de Géologie,  
Ecole Normale Supérieure, Paris, France.

Department of Mines and Geology,  
National Seismic Centre, Kathmandu, Nepal.

[bollinger@dase.bruyeres.cea.fr](mailto:bollinger@dase.bruyeres.cea.fr)

[avouac@dase.bruyeres.cea.fr](mailto:avouac@dase.bruyeres.cea.fr)

For submission to Journal of Geophysical Research

## STRESS BUILDUP IN THE HIMALAYA

L. Bollinger, J. P. Avouac, R. Cattin and M. R. Pandey

The seismic cycle on a major fault involves long periods of elastic strain and stress accumulation, driven by aseismic ductile deformation at depth, ultimately released by sudden fault slip events. Coseismic slip distributions are generally heterogeneous with most of the energy being released in the rupture of asperities. Since, on the long term, the fault's walls generally do not accumulate any significant permanent deformation, interseismic deformation might be heterogeneous, revealing zones of focused stress buildup. The pattern of current deformation along the Himalayan arc, which is known to produce recurring devastating earthquakes, and where several seismic gaps have long been recognized, might accordingly show significant lateral variations, providing a possible explanation for the uneven microseismic activity along the Himalayan arc. By contrast, the geodetic measurements show a rather uniform pattern of interseismic strain, oriented consistently with long-term geological deformation, as indicated from stretching lineation. We show that the geodetic data and seismicity distribution are reconciled from a model in which microseismicity is interpreted as driven by stress buildup increase in the interseismic period. The uneven seismicity pattern is shown to reflect the impact of the topography on the stress field, indicating low deviatoric stresses ( $<35$  MPa) and low friction ( $<0.3$ ) on the Main Himalayan Thrust. Arc-normal thrusting along the Himalayan front and east-west extension in southern Tibet are quantitatively reconciled by the model.

**KEYWORDS:** seismic cycle, interseismic, microseismicity, geodesy, Himalaya, Nepal

### Introduction

[2] Large earthquakes are thought to rupture fault patches that have remained partially or fully locked for a period of time long enough for elastic stresses to reach the value needed to overcome friction on the fault. Determining the geometry of the locked portion of an active fault, the proportion of slip taken up by seismic ruptures and the seismic coupling ratio, are therefore major issues in seismotectonics. These questions can be addressed through geodetic measurements and have been investigated along a number of subduction zones [Freymueller et al., 2000; Hyndman and Wang, 1993; Mazzotti et al., 1999; Oleskevich et al., 1999; Prawirodirdjo et al., 1997; Savage, 1983]. Along-strike variations in elastic strain can result from lateral variations in the geometry of the locked fault zone and from unsteady loading during the interseismic period. Variations in elastic strain may therefore reveal stress buildup around major asperities [Dmowska et al., 1996] or result from postseismic relaxation [Freymueller et al., 2000]. In the case of an intracontinental megathrust, such as along the Himalaya, heterogeneous interseismic strain may be detected from the pattern of microseismicity as well as from geodetic measurements. Indeed, it seems that in this setting, interseismic stress buildup controls the spatial distribution of background seismicity [Cattin and Avouac, 2000]. Interseismic strain along the Himalayan arc probably varies laterally, in particular at the transition between the 300 km arc segment, east of Kathmandu, that produced the 1934 M 8.2 earthquake, and a long-standing seismic gap west of Kathmandu [Bilham et al., 2001] where the last major event may date back to about 500 yr ago. The uneven microseismic activity along the Himalayan arc is a possible indication of an heterogeneous pattern of stress buildup. This pattern might be taken to reflect the arc segmentation in terms of large earthquakes, or to the influence of the north-south grabens in southern Tibet. We address these questions, taking advantage of the significant efforts made over the last ten years in geodetic

## 2. Seismotectonics of the Himalayan Megathrust

[3] In central western Nepal, crustal deformation is mostly localized on a single major fault, the Main Himalayan Thrust fault (MHT) [Cattin and Avouac, 2000; Lave´ and Avouac, 2000]. The MHT emerges along the Himalayan piedmont, where it is known as the Main Frontal Thrust Fault (MFT) [Nakata, 1989], and roots some 100 km farther north into a subhorizontal ductile shear zone. This zone of probably ductile flow [Cattin and Avouac, 2000], coincides with a prominent midcrustal reflector at 35 km depth revealed by seismic experiments in southern Tibet [Zhao et al., 1993]. On the longterm average, all of the crustal shortening across the range is taken up by  $21.5 \pm 1.5$  mm/yr slip along this megathrust [Lave´ and Avouac, 2000]. Geodetic measurements over the last decade indicate that the fault south of the ductile region has remained essentially locked [Bilham et al., 1997; Jouanne et al., 2004, 1999; Larson et al., 1999] while its downdip continuation is creeping at a rate comparable to the geological slip rate. Intense microseismic activity is triggered by stress accumulation at the downdip edge of the locked fault [Cattin and Avouac, 2000], resulting in a seismic belt that can be traced laterally along the front of the high range in Nepal [Pandey et al., 1999] (Figure 1). Since most interseismic strain in the upper crust is ultimately converted to slip on the MHT, fault slip occurring between and during large earthquakes must sum up over the long term to a rather uniform distribution. There is no information on coseismic deformation due to the 1934 event, but it is highly probable that this earthquake ruptured a portion of the MHT with some heterogeneous slip distribution, as generally observed for major earthquakes [Lay and Kanamori, 1981]. Some analogy might be drawn in particular with the 1999 Chichi earthquake in Taiwan, which occurred on a shallow thrust fault, fully locked from the surface to a depth where it roots to a subhorizontal ductile shear zone. This event ruptured only a fraction of the previously locked fault [Dominguez et al., 2003] with a rather heterogeneous slip distribution [Huang, 2001; Johnson et al., 2001]. Significant, post seismic afterslip [Hsu et al., 2002] was not sufficient to smooth out coseismic heterogeneities or allow to a full transfer of the strain that accumulated downdip of the locked fault portion.

[4] Given that the megathrust at the front of the Himalaya or along the western flank of the Central range in Taiwan are silent in the interseismic period, two possibilities arise. One is that the fault remains fully locked during the interseismic period and coseismic slip distributions during successive events would sum up to a uniform cumulative slip distribution. Another possibility is that strain over a significant fraction of the interseismic period is heterogeneous due to persistent asperities, possibly with a structural origin, that remain locked while some fault patches creep continuously, or intermittently during transient nonseismic events. To test these possibilities we have analyzed jointly seismicity and geodetic data available along the Nepal Himalaya

## 3. Modeling Geodetic Deformation and Seismicity Along the Himalaya: A Fully Locked Seismogenic Zone.

[5] Geodetic data [Jackson and Bilham, 1994; Jouanne et al., 2004; Larson et al., 1999] collected across the Nepal Himalayas were compiled and registered to a common reference frame (Figures 2, 3a, and 3b). The data were next modeled by three-dimensional (3-D) forward model of interseismic strain in which the subhorizontal ductile shear zone is approximated by a creeping dislocation embedded in an elastic half-space. This approach has been shown to be a reliable approximation both in terms of ground displacements at the surface and interseismic stress variations complex [Vergne et al., 2001]. To take into account the geometry of the arc and possible lateral heterogeneities, we use a 3-D formulation for point source dislocations [Okada, 1992]. For comparison with microseismic activity along the range front, Coulomb stress variations [King et al., 1994] were computed at a depth of 10 km, which is typical of hypocentral depths in this area. We first assumed a uniform regional stress field (Figure 4). A fully locked fault zone was assumed and the geometry of the downdip edge of the locked zone was adjusted so to fit the geometry of the seismicity belt (Figure 1) as well as geodetic displacements (Figures 2, 3a, and 3b). The thrusting direction remains perpendicular to the arcuate mountain front (see auxiliary material 1), as indicated from focal mechanism (Figure 1). This simple model provides a satisfying fit to the GPS data

(Table 1) with a  $c_2$  of 1.22. This means that there are no along-strike variations in interseismic strain that can be resolved by the geodetic data, within the uncertainty on these data. The model predicts a zone of increased Coulomb stress that coincides spatially with the belt of seismicity along the high range front (Figure 4). Owing to the slightly diverging thrusting induced by the arcuate shape of the range, this model induces along strike stretching of the overhanging wall, consistent with the location of the major grabens north of the Himalaya (Figure 5). Some complexities in the distribution of seismicity are not well reproduced and could be taken to suggest a more complex geometry of the downdip edge of the locked fault. An example of this may be the prominent cluster of seismicity in westernmost Nepal (from 81\_E to 82\_E). Uneven seismicity may reflect subtle lateral variations not visible from the existing geodetic data. Alternatively, it could reflect spatial variations of the regional stress field.

#### **4. Influence of Topography on Stress Field: Evidence for Low Deviatoric Stresses and Low Friction on the Himalayan Megathrust**

[6] We observe that the seismic activity correlates with the geometry of the front of the high range. If areas where north-south grabens intersect with the Himalayan arc are excluded, the seismicity becomes abruptly extinct as elevation gets higher than about 3500 m, so that the seismicity more or less follows the sinuous geometry of this elevation contour line. These observations may reflect the influence of the topography on the stress field. The stress field obviously varies with the topography. It changes from north-south thrusting south of the high Himalaya to east-west extension north of the high range (Figure 1). The seismicity cut off corresponding to the 3500 m elevation probably indicates the point where Coulomb stresses no longer increase, or perhaps actually decrease, during the interseismic period. To test the topographic control on seismicity we have computed Coulomb stress variations due to interseismic strain that account for topographic modulation of the stress field (Figure 6). If the deviatoric stresses at the front of the high range are small enough that the stress regime becomes extensional in southern Tibet, then the effect of interseismic stress accumulation must vary across the range. South of the high range, north-south horizontal compression rises during interseismic strain producing an increased Coulomb stress (Figure 7a). Farther north, where the maximum principal stress is vertical, the two effects compete. The increase of north-south compression has no effect on Coulomb stress since it approximately corresponds to the intermediate principal axis of the stress tensor (Figure 7b). However, east-west extension increases due to the divergence of thrusting along the arc contributing to a Coulomb stress increase (Figure 7c). This effect is more pronounced near the places where we have allowed the thrusting azimuth to vary. In these areas, the near vertical principal stress decreases slightly, contributing to a Coulomb stress decrease. It results in seismicity that becomes extinct generally above some elevation threshold between grabens, and develops near the graben at higher east-west extension rates. Prominent features in the spatial distribution of seismicity can then be explained by this model. One of these features is the northward embayment in the seismicity of western Nepal, around 82\_E. Our modeling implies that a  $\sigma_{zz} \sim 70$  MPa increase of vertical stress, from the Lesser Himalayas (1000 m) to the tip of the grabens (3500 m), is sufficient to shift from a stress state close to failure by north-south thrusting to one at the verge of failure by east-west extension. We infer at most 35 MPa deviatoric stresses in the zone of microseismic activity. Frictional slip on the MHT for such low deviatoric stresses implies a low frictional ranging of less than 0.1 for hydrostatic conditions, or 0.3 if a nearly lithostatic pore pressure is assumed. Such a low friction is consistent with the fact that the crustal wedge overrides the decollement below the Lesser Himalaya without any significant internal deformation [Cattin and Avouac, 2000].

#### **5. Consistency Between Interseismic Strain, Coseismic Slip, and Long-Term Deformation Indicated by Stretching Lineations in the Lesser Himalaya and Extension North of the Himalaya**



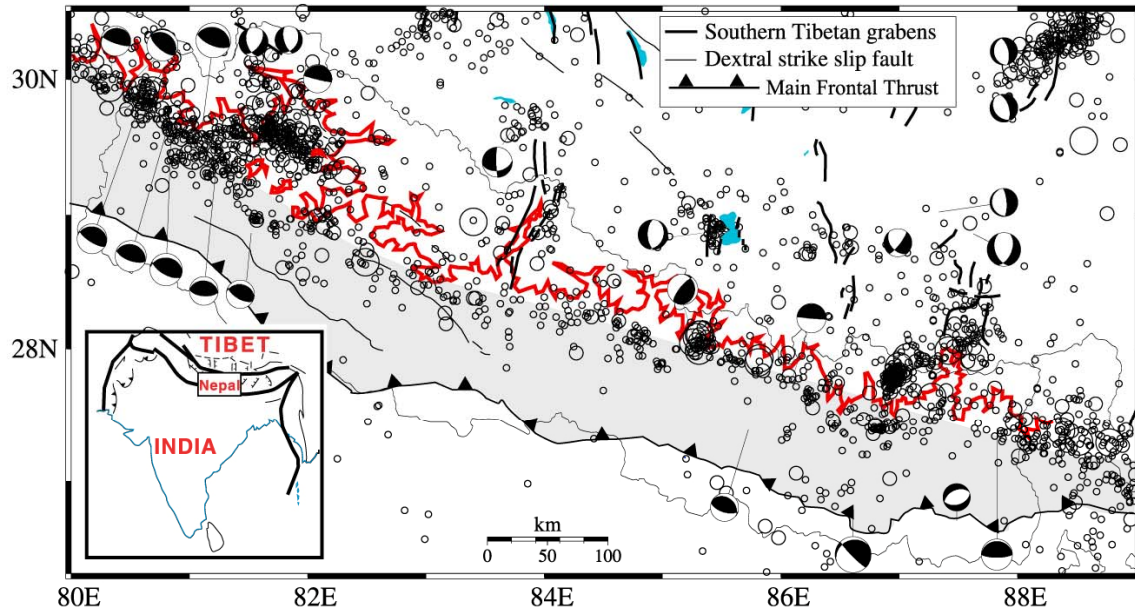
[7] The slip vectors of the moderate thrust events recorded along the front of the high Himalaya over the last about 40 yr might also be compared with the orientation of the maximum principal stress resulting from interseismic strain (Figure 5) because these earthquakes ruptured along shallow dipping thrust faults. The observed alignment between thrust events and the modeled orientation of  $s_1$  indicates that the deviatoric stresses at the front of the high range are consistent with long-term accumulation of current interseismic strain.

[8] Stretching lineations in the Lesser Himalaya can be used to provide some idea of the direction of tectonic transport over millions of years. Indeed, as deformation proceeds material is accreted to the Lesser Himalaya and ultimately exhumed, a process that has led to the formation of duplexes in the Lesser Himalaya [DeCelles et al., 2001; Schelling and Arita, 1991]. Lineations in the Lesser Himalaya are also parallel with the principal direction of compression induced by interseismic strain. These relationships in conjunction with a good match between modeled extensional stresses and the locations of north Himalayan grabens suggest that current interseismic strain is probably representative of the geologic transport directions over million years. Variations in the pattern of interseismic strain can only be subtle and/or transient. Deviatoric stresses are estimated to 20–30 MPa at front of the high range, and interseismic stresses accumulate at a rate of about 4–5 kPa/yr in this area [Cattin and Avouac, 2000]. It implies that if the recurrence interval of large Himalayan earthquakes is less than about 500 yr, stress variations associated with the seismic cycle amount to no more than 13% of ambient deviatoric stresses. Such small stress transfers between the seismogenic portion of the megathrust and its ductile down-dip continuation, are consistent with relatively stationary strain during the interseismic period.

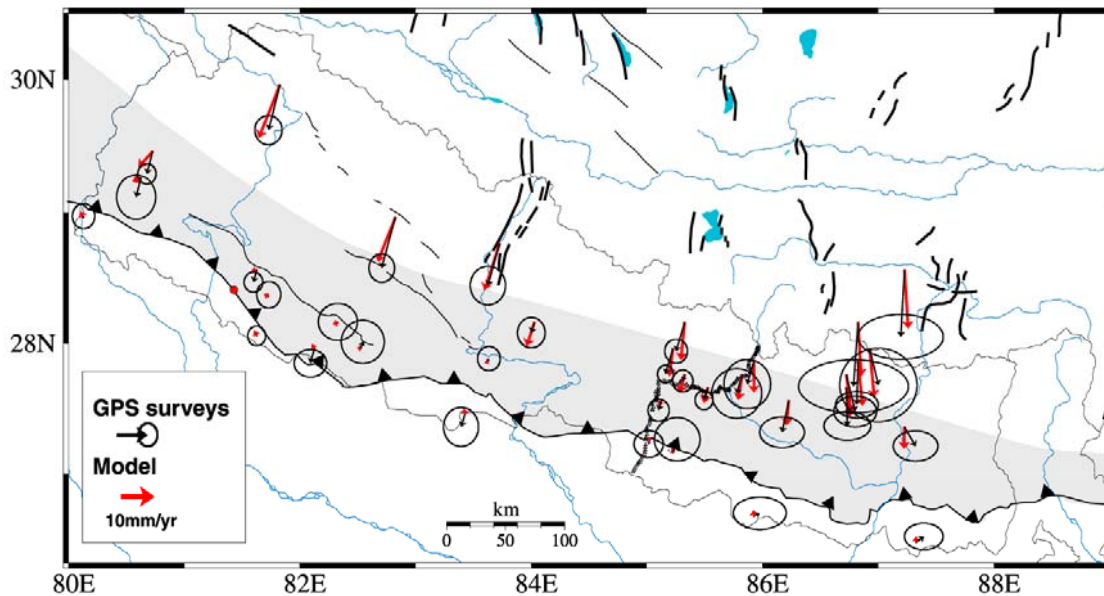
## 6. Conclusions and Implications

[9] The simple forward model of interseismic strain described above accounts for the distribution of background seismicity, coseismic slip vectors of moderate earthquakes, and geodetic displacements along the Nepal Himalaya. The topographic modulation of the stress field induces first-order heterogeneities in the microseismic cluster enabling us to quantify the deviatoric stresses at mid-crustal depths. Strain must be rather uniform during a significant fraction of the interseismic period, and can be explained by a fully locked seismogenic zone, that extends from the MFT at the surface to beneath the front of the high range, over an average width of 100 km along the 1000 km long arc segment considered here. This means that the Himalayan megathrust mainly slips during transient events. Although recurring large earthquakes analogous to the 1934 Bihar Nepal event are probably dominant, transient aseismic events similar to those recently observed at places on subduction zones [Dragert et al., 2001] might also contribute to this stress transfer. This suggests that a major earthquake along the seismic gap extending from Kathmandu area to Dehra Dun is highly plausible, but also suggests continuing efforts in seismic and geodetic monitoring. While we cannot rule out the presence of small heterogeneities given the scarcity of the GPS measurements and the uncertainties inherent in the campaign mode results, this study shows that large distinct asperities probably do not build during the interseismic phase on an intracontinental megathrust. How stresses are released during large Himalayan earthquakes is probably non-unique and must depend on past seismic history as well as the stress field on the fault plane resulting from previous events, rather than on the pattern of accumulated stress in the interseismic period. Structural control on fault geometry and variations of physical properties probably influence rupture dynamics, so that the process might not actually be purely random.

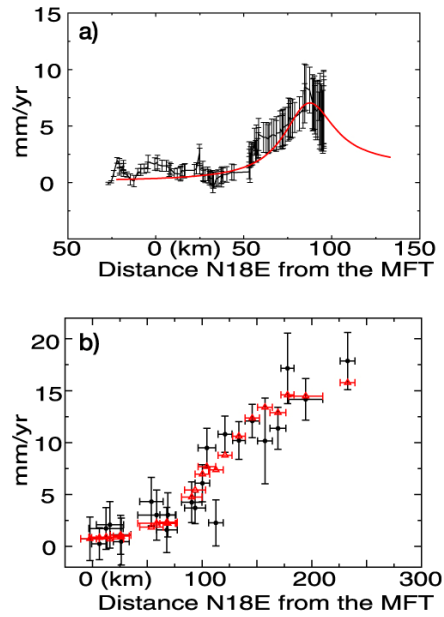
[10] Stress variations during the seismic cycle on an intracontinental megathrust seem to be subtle, on the order of 10%, possibly due to the damping effect of the mid-crustal ductile shear zone, leading to minor changes in the pattern and rate of interseismic strain. This strongly contrasts with some subduction zones where the stress field may vary over the seismic cycle from extension to compression [Dmowska et al., 1996; Lay et al., 1989] and along which significant postseismic afterslip may last for several decades inducing large geometric distortion of interseismic strain and reducing the seismic coupling factor [Freymueller et al., 2000].



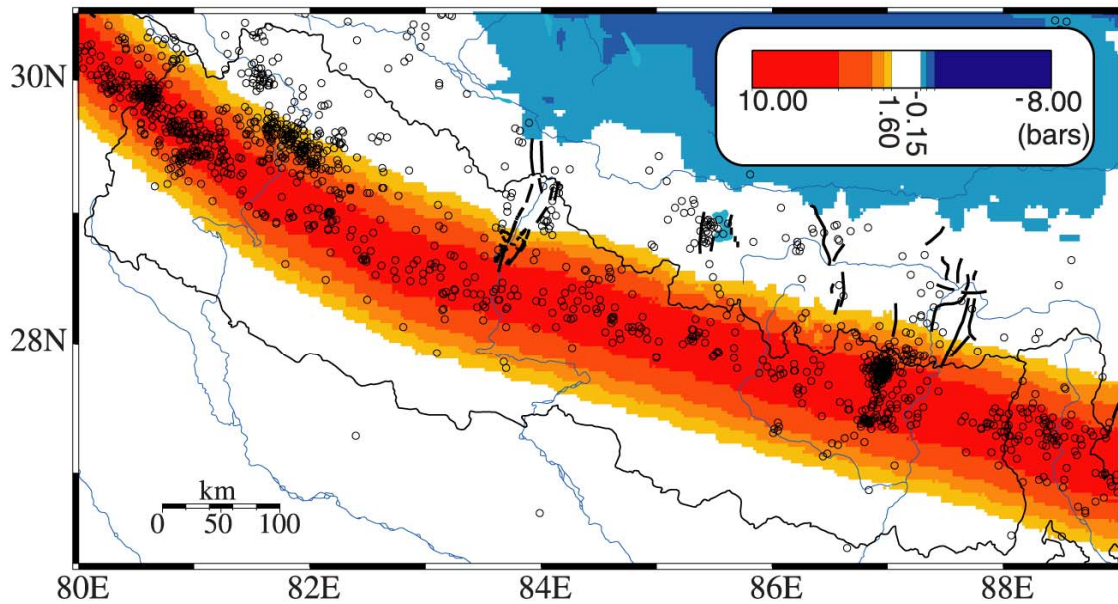
**Figure 1.** Microseismicity recorded between 1 April 1995 and 11 April 2000 by Nepal Seismological Center, Department of Mines and Geology (DMG). Only events with magnitude above  $M_l = 3.0$ , well above the detection threshold of the network [Pandey et al., 1999], are shown. Focal mechanisms are from Baranowski et al. [1984], Chen and Kao [1992], Molnar and Chen [1983], Molnar and Lyon-Caen [1989], Ni and Barazangi [1984], B. Kumar (DMG, personal communication, 1998), and the Harvard Centroid Moment Tensor (CMT) catalog. The grey band and red line present the assumed location of the locked portion of the fault with a downdip edge at 15 km and the location of the 3500 m contour line (DEM-Gtopo30/USGS), respectively.



**Figure 2.** Observed and modeled geodetic displacement rates. Global Positioning System (GPS) data from Jouanne et al. [2004] and Larson et al. [1999] were registered to ITRF97 and ITRF94, respectively. The two data sets have 11 stations in common, and most of the campaigns were realized simultaneously by the two groups. The differences between the two data sets are therefore most probably due to the choice of different ITRF systems and different solutions for the motion of India. The two data sets differ essentially by a translation of 5 mm/yr in the north-south direction and  $-0.5$  mm/yr in the east-west direction. In this representation, velocities are shown with respect to India, as defined by Jouanne et al. [2004] and the data of Larson et al. [1999] where expressed in the same reference frame by correcting for the translation between the two sets. Modeled velocities were computed assuming 19 mm/yr of slip along a subhorizontal ( $5^\circ$ N) creeping zone with an upper tip at 17 km depth. We use the Okada [1992] formulation for point sources in an elastic half-space with elastic moduli  $\lambda = \mu = 0.33 \cdot 10^{11}$  N/m<sup>2</sup>. The spacing between nodes is about 30 s along the front of the high Himalayas and increases farther north (up to 5 min under Tibet).



**Figure 3.** Interseismic velocities along the Himalayan front relative to India. (a) Observed [Jackson and Bilham, 1994] and modeled vertical displacements along the leveling line across the Kathmandu basin. See Figure 2 for the location of the leveling line. (b) Observed and modeled horizontal velocities projected on a N18°E section.



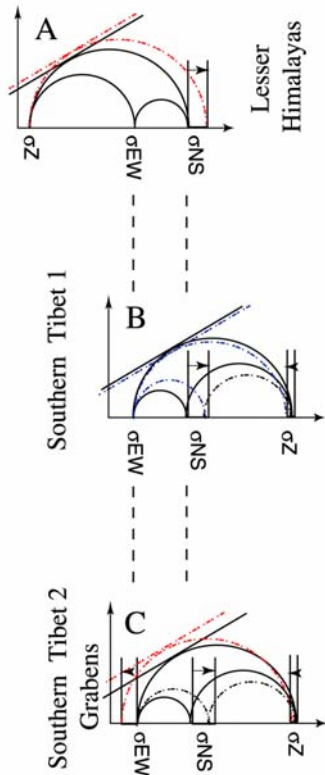
**Figure 4.** Stress accumulation rate along the Himalayan front during the interseismic period. Coulomb stress variations were computed assuming a uniform regional stress field with  $\sigma_1$  striking N18°E and  $\Delta\sigma = 250.10^6$  Pa.

**Table 1.** Weighed Mean Squares,  $\chi^2 = 1/n (\sum((Vob - Vcal)/\sigma))^2$ , Computed From Comparing Modeled (Vcal) and Observed (Vob) Displacement Rates<sup>a</sup>

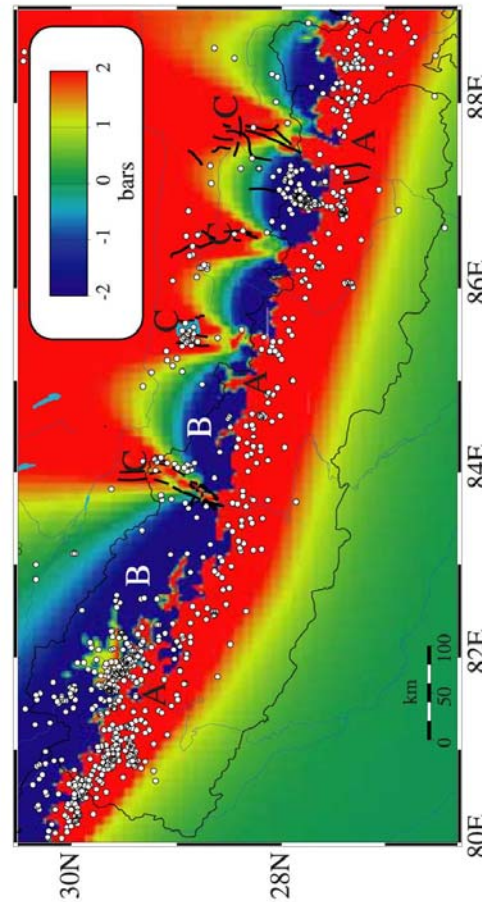
	Set 1 [Larson et al., 1999], ITRF94	Set 2 [Jouanne et al., 2004], ITRF97	Mixed Set
$\chi^2$ north	1.006506	2.417458	1.883143
$\chi^2$ east	0.623334	0.694165	0.612105
$\chi^2$ total	0.776114	1.521238	1.22843
Translation (N/E), mm	-3.3/+0.9	2.0/0.0	2.0/0.0
Ref. frame	ITRF94-NNRA (each point)	India [Jouanne et al., 2004]	India [Jouanne et al., 2004]
Translation (N/E), mm	-3.3/+0.9	2.0/0.0	2.0/0.0

<sup>a</sup>Where  $\sigma$  is the uncertainty on Vob at the 67% confidence level. Various subsets of data were considered to test the relative contributions to the total misfit of the north-south and east-west components and the possible uneven contribution from the two sources of data [Jouanne et al., 2004; Larson et al., 1999]. The last line lists the translations applied to bring the velocities of Larson et al. [1999], expressed with respect to India in the ITRF94-NNRA reference frame, and those of Jouanne et al. [2004], expressed with respect to India into ITRF 97, that minimized the residuals between the computed and observed displacement rates.

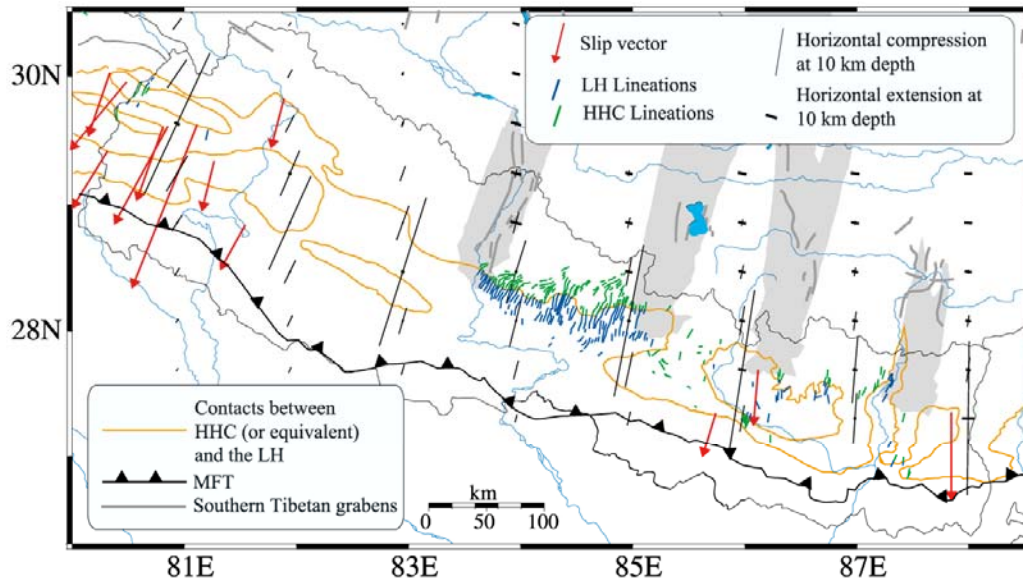




**Figure 7.** Variation of shear stress and normal stress associated with interseismic strain. The initial state is shown in black and is assumed tangent to the failure envelope represented by the straight line. A, B, and C refer to the different areas indicated in Figure 6. In area A,  $\sigma_1$  is horizontal, striking about north-south and increasing during interseismic deformation, promoting failure. In area B,  $\sigma_1$  is vertical and is reduced during interseismic strain so that failure should be inhibited. In area C,  $\sigma_3$  is horizontal, striking approximately east-west and decreasing during interseismic deformation, promoting failure.



**Figure 6.** Coulomb stress variations computed for optimally oriented faults for a spatially varying regional stress field at 10 km depth. For the sake of simplicity we assume a vertical principal stress varying in proportion to elevation for a mean crustal density of  $2900 \text{ g cm}^{-3}$ , and the horizontal stresses are kept constant. This approximation neglects the effect of topography on horizontal stresses and tends to overestimate the variation of the deviatoric stresses with topography. Because topographic wavelengths shorter than about the typical 10 km depth of the seismicity are supported by elastic flexural stresses,  $\sigma_z$  was computed from a smoothed topography obtained by filtering the 30 s U.S. Geological Survey topo30 DEM using a Gaussian function with  $\sigma = 10 \text{ km}$ . A, B, and C locate the different regional/interseismic stress patterns sketched in Figure 7.



**Figure 5.** Slip vectors, interseismic strain rates ellipsoid, and mineral stretching lineations. Horizontal components of the strain rate ellipsoid were computed at 10 km depth from the model described in Figure 2. Slip vectors of moderate seismic events over the last 40 years are shown. Stretching lineations in the Himalayas (LH for lesser Himalaya, HHC for high Himalayan Crystalline) are from Brunel [1986] and Pêcher [1991] and from additional measurements in far western and central Nepal. Major normal faults in southern Tibet fall in a zone of more localized horizontal extension (shaded lobes correspond to horizontal extension rate in excess of  $3 \cdot 10^{-5}$ ). Prolific seismicity near Mount Everest ( $87^\circ\text{E}$ ,  $27.8^\circ\text{N}$ ) falls in a zone of decreased Coulomb stress (Figure 6). This is probably due to east-west stretching related to a change of thrusting azimuth that was not introduced in the model because it does not coincide with a major east-west graben. This seismicity is also close to the epicenter of the 1934  $M_w = 8.2$  earthquake. So, the pattern of east-west extension in the Himalayas is probably more distributed than predicted from our model or is time-dependent.

## **ANEXO B.**

Artículos y material científico publicados a partir de esta investigación



## **RELATIONSHIP BETWEEN THE TOPOGRAPHY AND THE SEISMICITY IN THE CENTRAL PERU**

M. Uribe, L. Audin, H. Perfettini, H. Tavera

Institut de recherc pour le developpement  
Lima 18, Peru

Universidad Nacional Mayor de San Marcos  
Escuela de Geología, Lima, Peru

Instituto Geofísico del Perú  
Centro Nacional de Datos Geofísicos, Peru

vm\_uribe@yahoo.es

laurence.audin@ird.fr

perfetti@lmtg.obs-mip.fr

hjtavera@geo.igp.gob.pe

For submission to 2nd Alexander von Humboldt  
Conference - EGU

## **RELATIONSHIP BETWEEN THE TOPOGRAPHY AND THE SEISMICITY IN THE CENTRAL PERU**

M. Uribe, L. Audin, H. Perfettini, H. Tavera

**Bollinger et al. (2004), evidenced in models the influence of topography (The Himalayas) on the seismicity observed in the interseismic period. Our results show that seismicity is inverse in the forearc and becomes normal in the back arc, disappearing over a significant area in between. This transition is consistent with the idea that the lithostatic weight induced by the Andes crustal thickening may balance and even overcome the tectonic stresses created by the subduction process. Indeed, the first order effect of such a large distribution of mass is to perturb the vertical lithospheric stress. In this study, we show that the spatial distribution of seismicity seems consistent with this model in the forearc, but topographic stresses are needed in the back arc to explain normal faulting. So our preliminary results suggest that although the tectonic settings are different (continental collision vs. subduction), the Himalayas and the Andes have a similar influence on interseismic deformation and seismicity**

### **INTRODUCTION**

The Andean Cordillera of Peru is the result of a subduction process between of the Nazca plate beneath South American Plate. It produces a very active seismicity zone. The distribution of seismicity in Peru has been a topic of many geophysics studies with the intention to determine the geometry of subduccion. These studies use different kind of information (Rodríguez y Tavera, 1991; Gagnon et al., 2005; Tavera y Bufo, 1998; Tavera 1998). In addition, others authors has delineated mayor superficial deformation zones inside of the continent. (Megárd y Philip, 1976; Dorbath et al., 1986, 1990, 1991; Suárez et al., 1982; Grange, 1984; Tavera & Bufo, 1998; Tavera, 1998). This research shows previous results of the topographic influence in the seismicity and it shows a special variation that you can appreciate at figure 1, It shows two main seismicity groups. The first is located since the trench until 1500m. The second group appears in the oriental cordillera and in the subandean zone and while it disappears in the Altiplan zone and in the Central cordillera. These results are consistent in the focal mechanism analysis in the Peruvian Andes and the fault system which show inverse seismicity in the forearc and it turns normal in the Andean back arc. The seismic data was taken of the local red (IGP) and NEIC catalog.

### **DATA AND METHODOLOGY**

The Peru seismicity isn't present a uniform pattern in all the region, but it shows some variations to form important groups that was derived by the subduccion system. (Figure 1 and figure 2). This study analyze the special seismicity distribution of the Central Andes of Peru for them Local network seismic IGP data (1960 – 2000; mb >4.5; 0 < Km < 300) and NEIC Catalog (1973–2000; mb >4.5; 0 < Km < 300). was taken. Thus data is previous to the 23/06/01 earthquake in Arequipa. (mb=8.4) to avoid post seismic effects, because our objective is to study interseismic deformation. Our results show that Peru seismicity present two remarkable zones. The first is located between ~1500 contour line through coast line and 6500m of depth where is located Peruvian-Chilean trench. Seismicity almost disappear in the central chain and the Altiplan, and appear like second important group in the subandean lowlands zone.

This low activity seismic under Andean cordillera has been seen and discussed for many authors. (Stauder, 1975; Barazangi & Isacks, 1979; Cahill & Isacks, 1992; Tavera & Buforn, 2001) and can happen, first to the weight that of the Andean chain on the system of subduction (Figures 5) And also it can owe to the variation of the tectonic features that presents Andes in this zone, principally due to the presence of the Nazca Ridge, this structure induces to a major angle of subduction (Figures 6) and a different seismogenic activity too. (Machare et to., 1986; Tavera et to., 2000).

In vertical sections (Figura 4), parallels to the direction of plate converge, the seismicity distribution can be observed much better in depth, which is consistent with the grouping before mentioned. Additional, we analyze the focal mechanisms (Figures 3) to characterize the deformation pattern to intermediate depths (<200 km depth), relating them to the principals faults system, showing that the seismicity is inverse in the forearc zone, become to normal in the backarc, this variation best defined in the south of Peru, due to the weighting of the mountain chain so much vertical as longitudinally ( figures 4, 5 ), and like shown researchs realized into IGP (Manrique, 2003)

## CONCLUSIONS.

The analysis of the principal faults system and the focal mechanisms of the principal earthquakes, show a variation or increase of efforts that presents the Andean chain in the different morphotectonics zones, produced by the subduction. (Figures 6 , 7) . The topography of the Andes has an important role, because produce vertical efforts on the Nazca Plate (maximum Increase of effort in the high chain > 2500m), producing a variation in the seismicity, reflected in a heterogeneous behaviour. The seismicity becomes almost extinct as elevations gets higer than about 1500m, and reappearing in the oriental mountain chain, forming this way two principal groups (See figure 4). Another important result stems from the seismicity rates obtained on the Peruvian coast, where, the nazca zone (Figure 5.3), considered asesismic, presents the major seismicity rate. Therefore, the principal mountain chains of the world: The Himalayas (Bollinger et al., 2004), and The Andes, both have similar influences on the seismicity and the interseismic deformation.

## PERSPECTIVES.

- Model of interseismic deformation.
- Coulomb stress variations for Peru.
- Stress builup in the Peruvian Andes

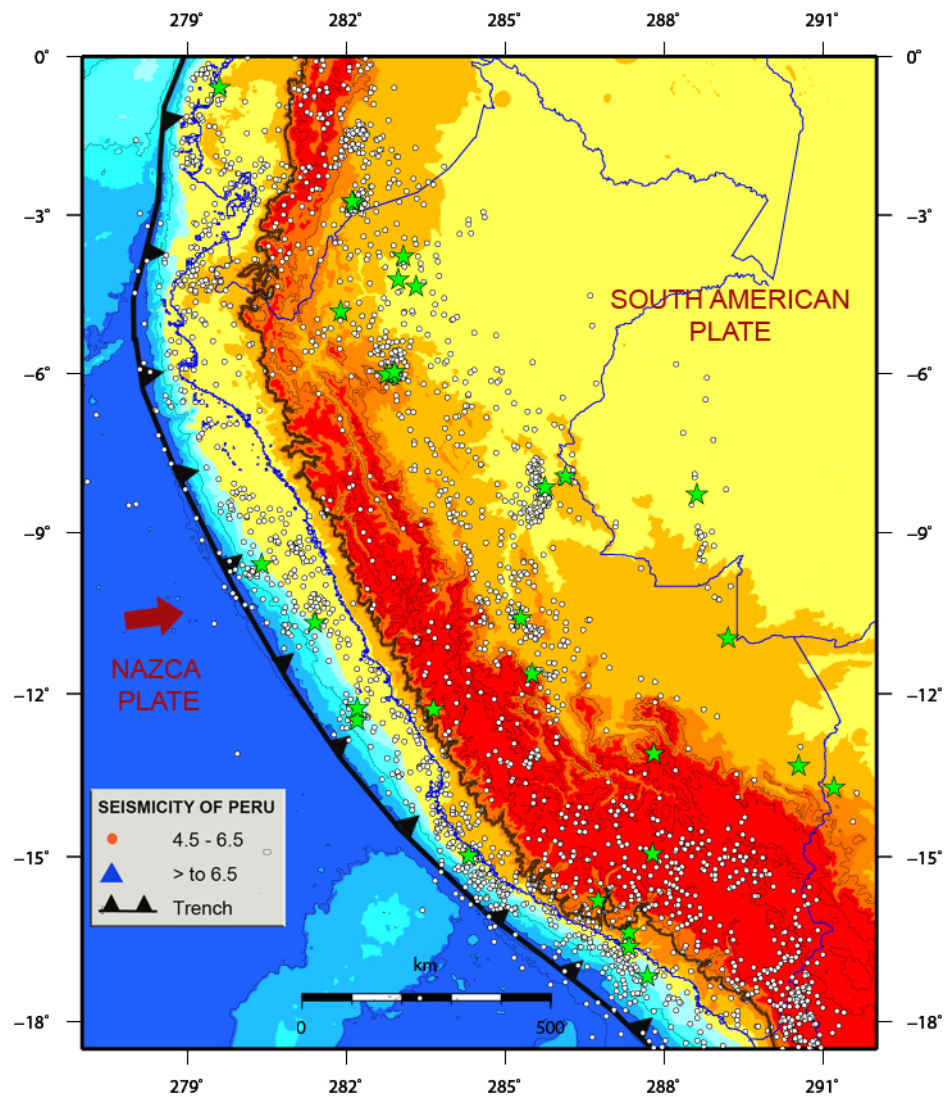


FIGURE 1. Spatial distribution of the earthquakes with  $mb \geq 4.5$ , recorded between years 1960 and 2000 (data from IGP catalog). The black line corresponding to the 1500m. above this line the seismicity disappear. (See Figure 4)

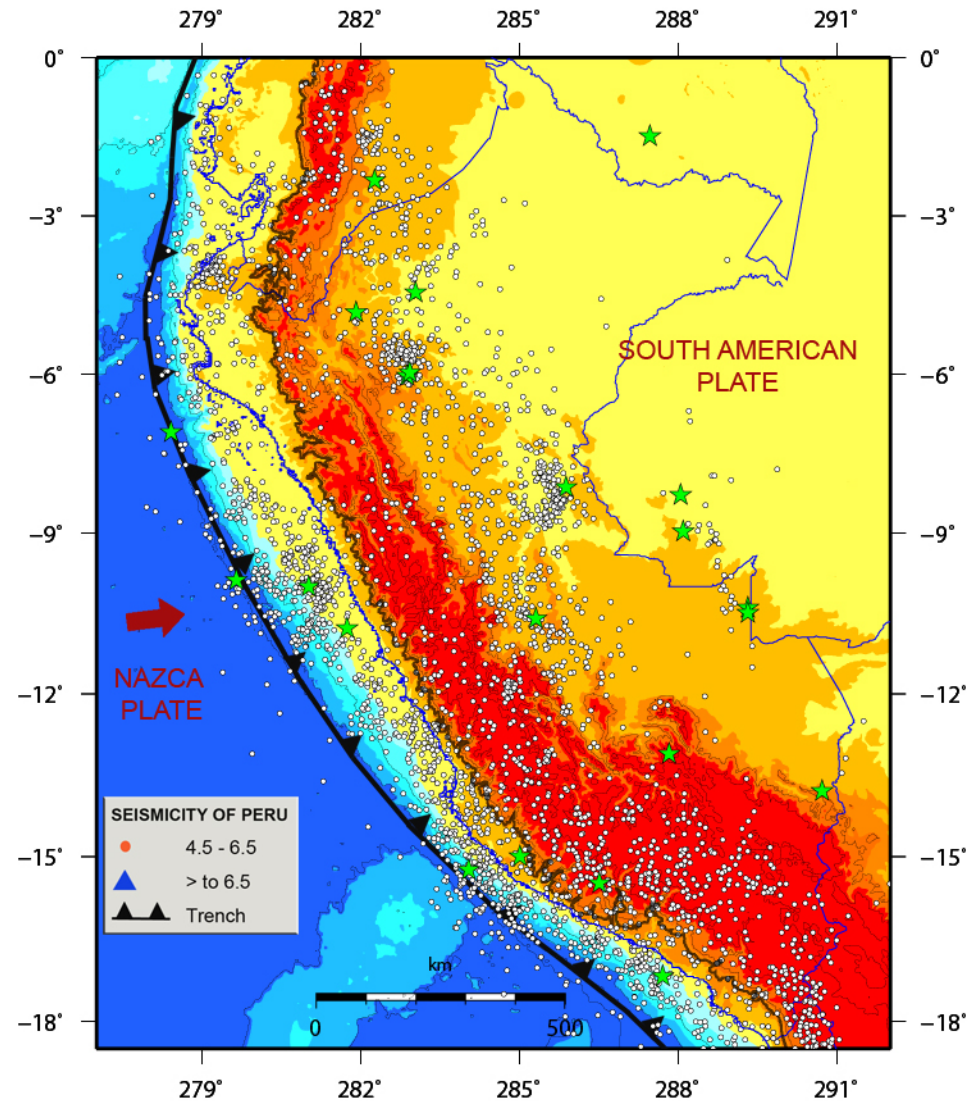


FIGURE 2. Spatial distribution of the earthquakes with  $mb \geq 4.5$  occurred between years 1976 and 2000 (data from The NEIC).



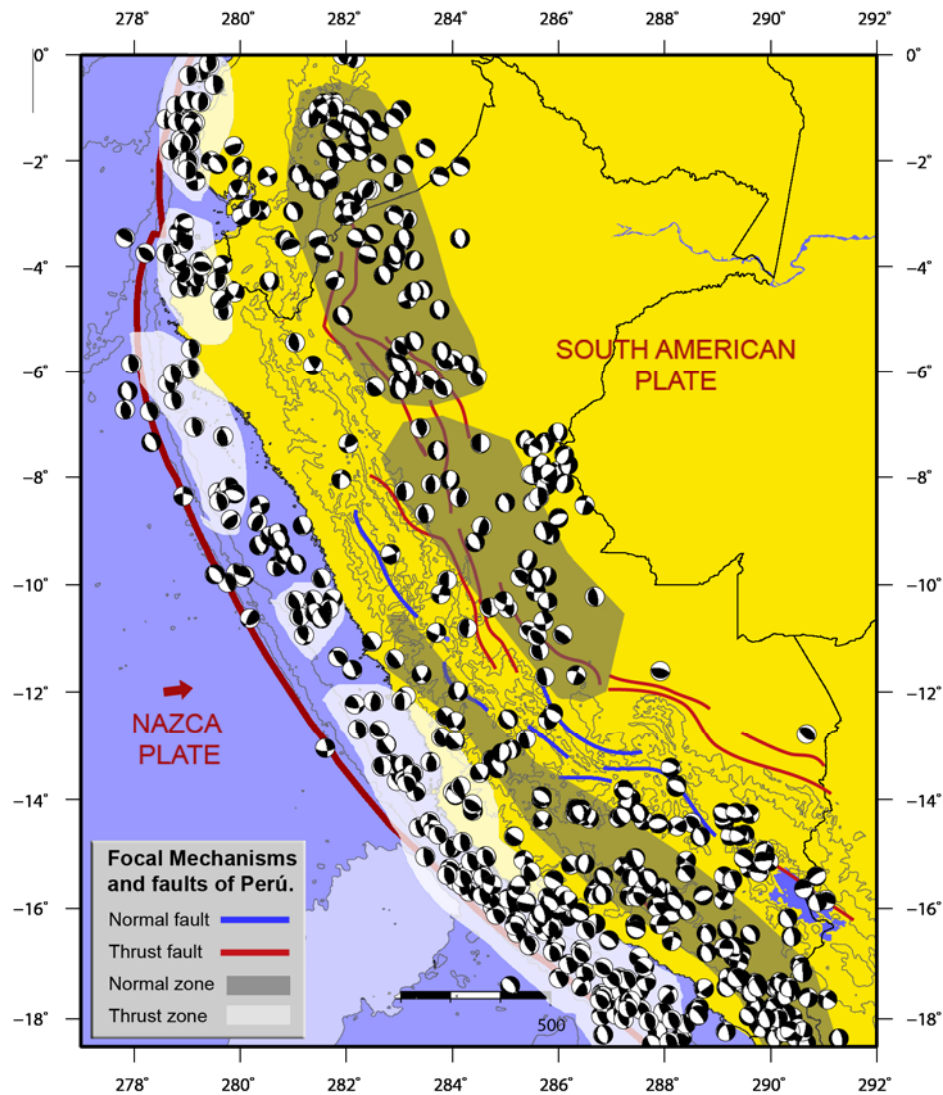


FIGURE 3. Focal mechanisms map, data obtained from CMT catalog until 2000 and a depth <400 Kms. The white area correspond to thrust zone and follow a trend in all the coast. The brown area are normal earthquakes, between both there is a transitional zone. this change of the seismicity is much better in southern Peru, may be by the influence of the Nazca rigde.

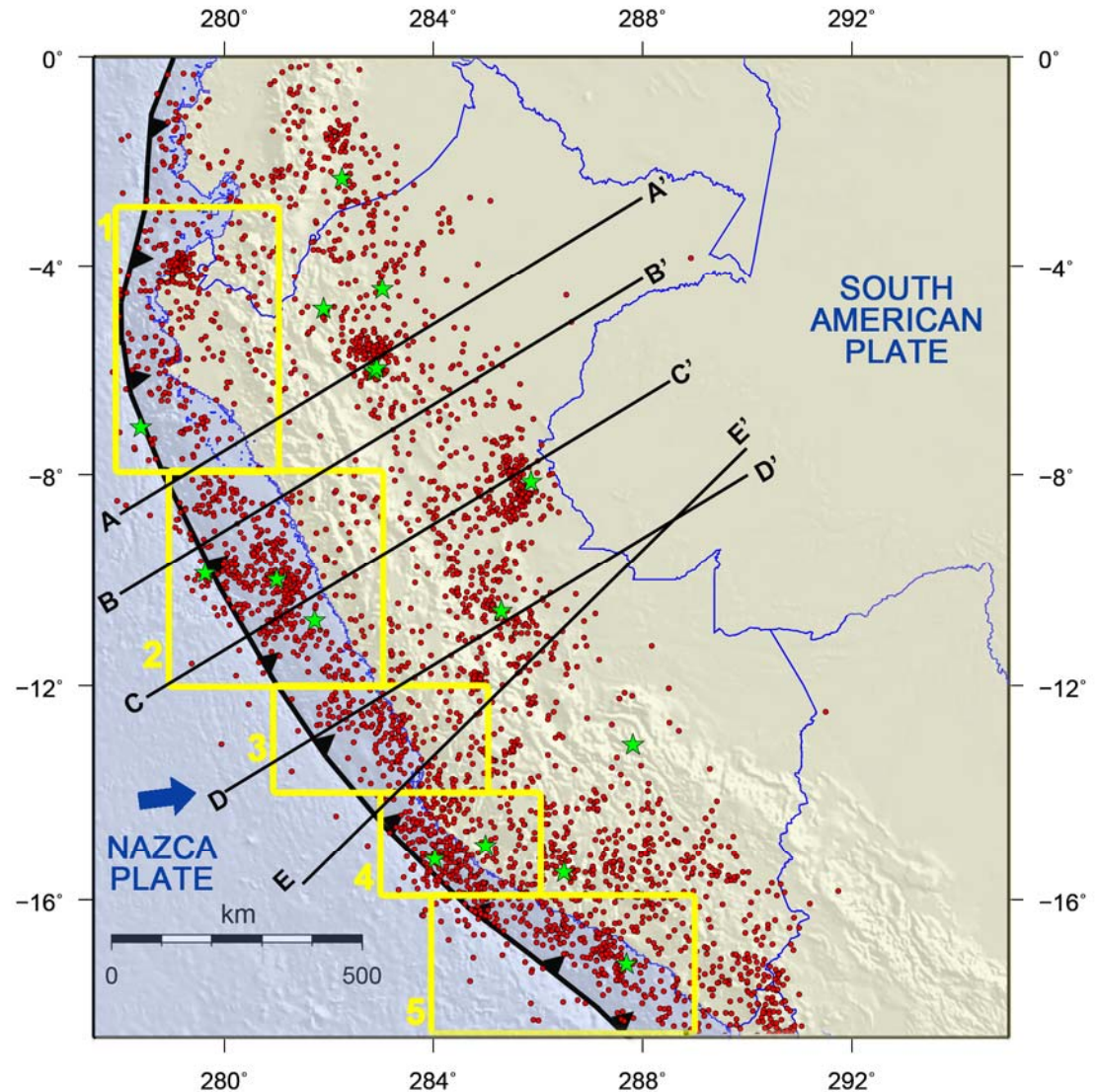


FIGURE 4. Seismicity map of Peru and vertical cross sections (Figures 4a, 4b, 4c, 4d, and 4e), perpendicular to the trench. The black line correspond to the subduction (Tavera & Bernal, 2000). The yellow square correspond to cumulated number of events from the Peruvian coast shown in the figure 5



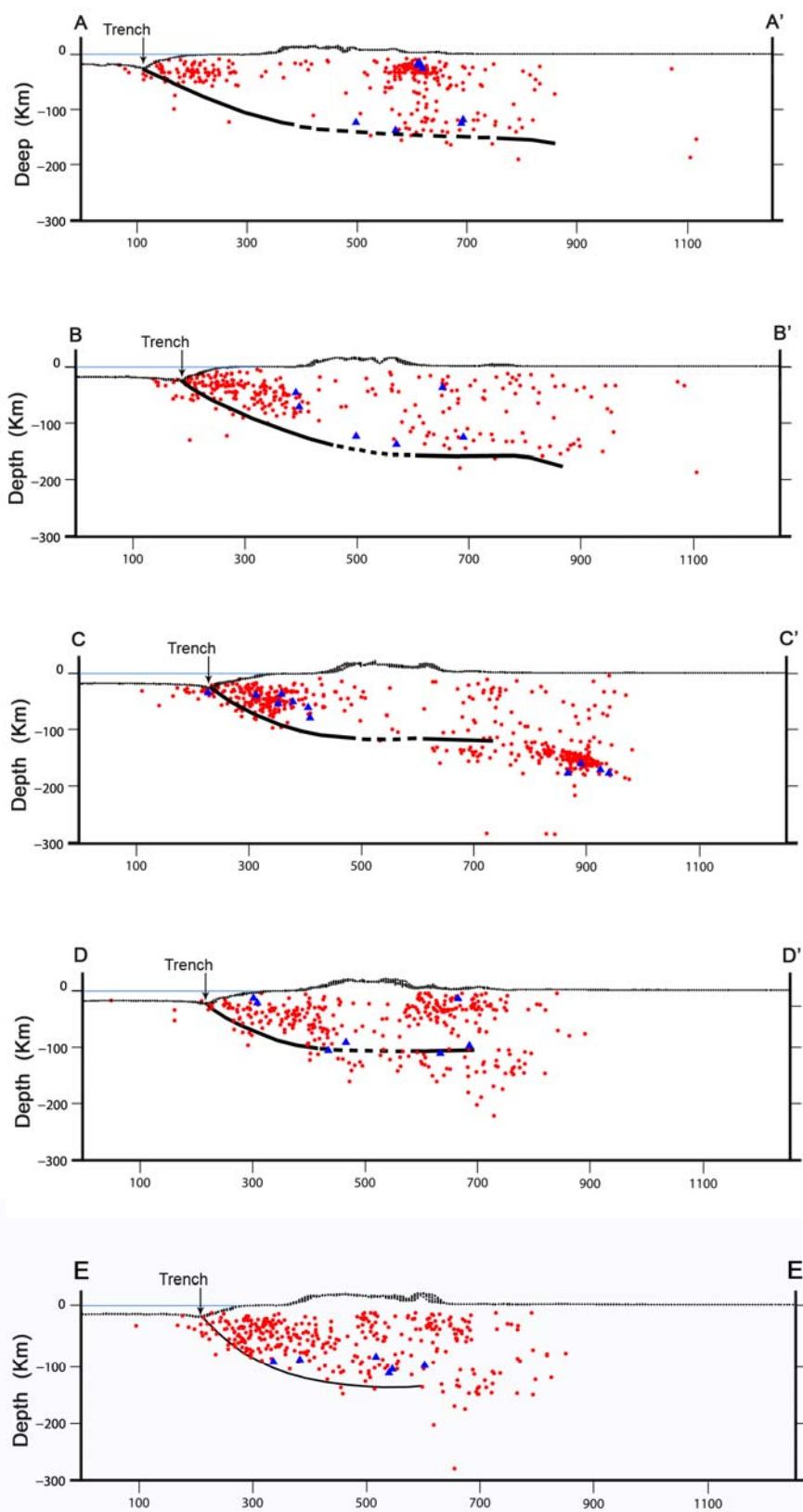


FIGURE 4

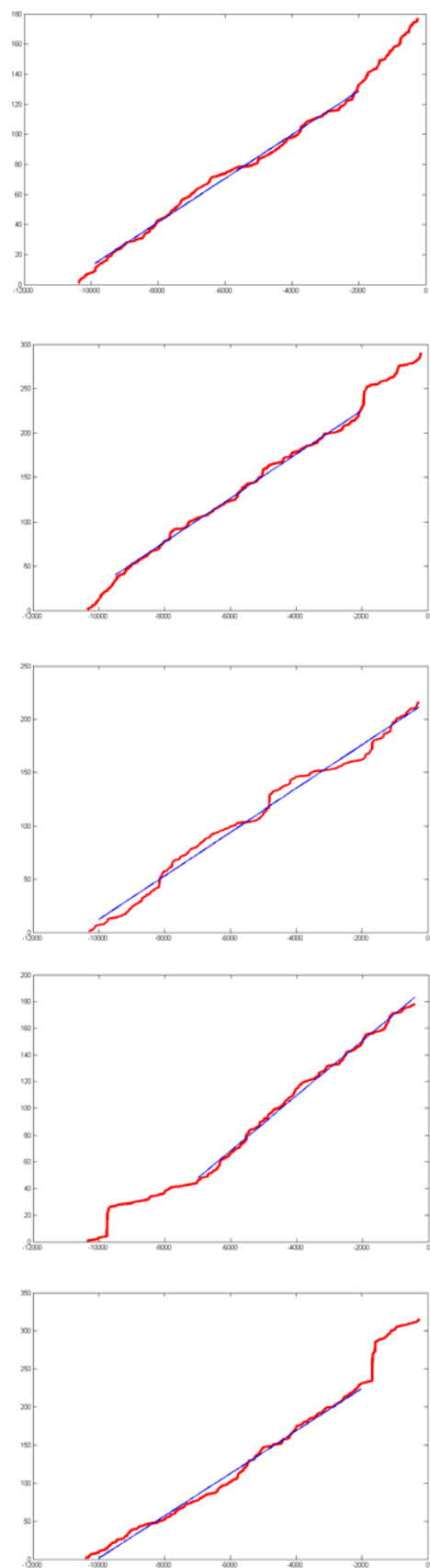


FIGURE 5. Cumulated number of events from the Peruvian coast shown in the figure 4, these areas are one of the principal seismic areas, with  $m_b > 4.5$  (IGP catalog). The observed linear trend suggests a constant seismicity rate.

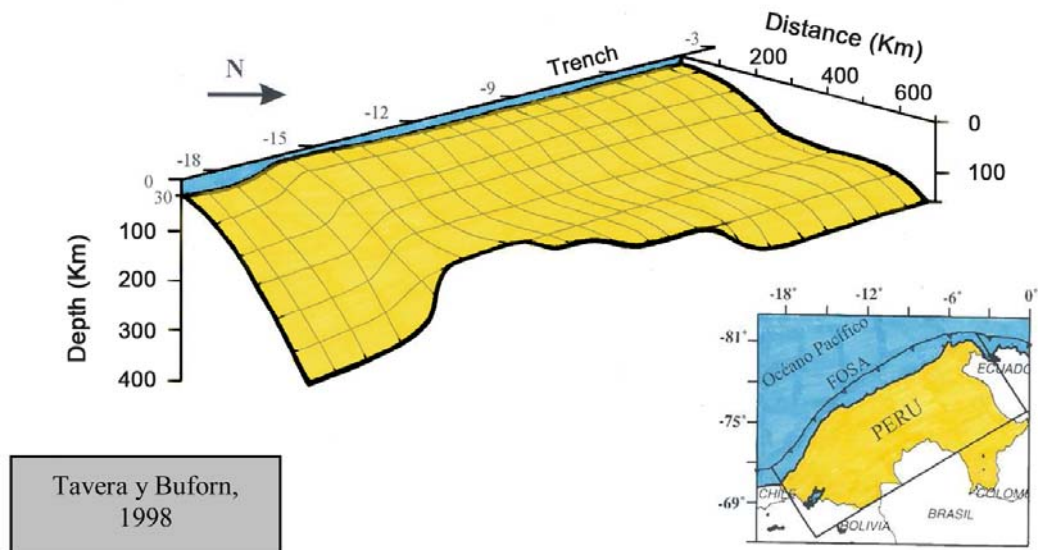


FIGURE 6. 3D scheme for the subduction Processes in Peru. Arrows show tensional axes dipping parallel to the subducted plate.

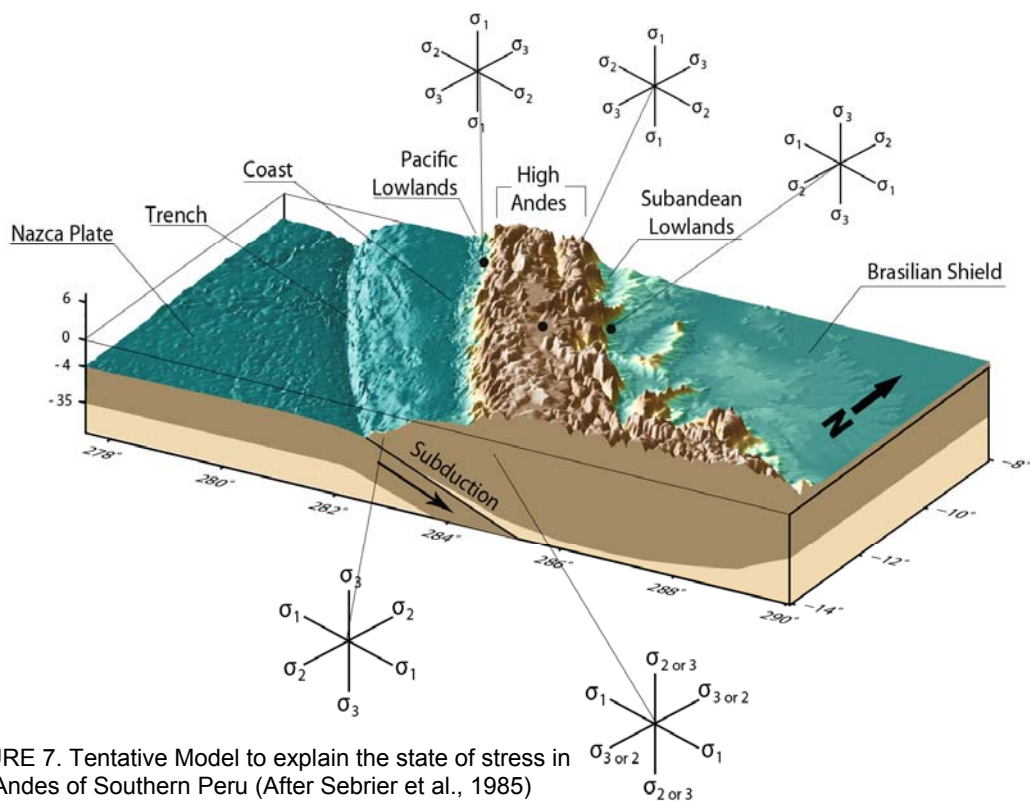
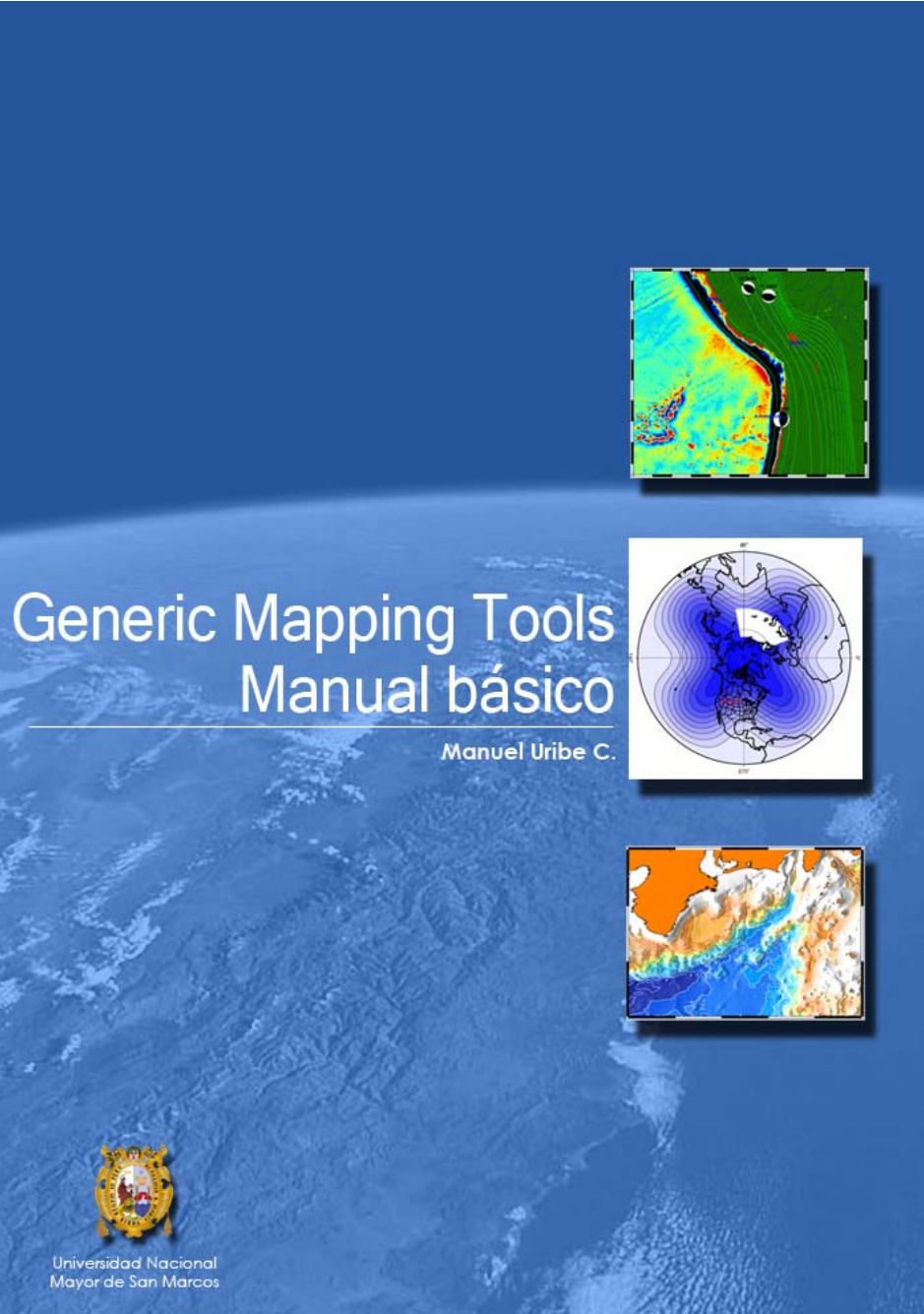


FIGURE 8. Coulomb stress model developed by Bollinger et al., 2004 for The Himalayas - Nepal. Our main objectives is develop similar model for the Peruvian Andes. (See Appendix A, Fig. 6)



¿Que es el GMT?

GMT es un programa modular, por tanto está compuesto de un conjunto de pequeños programas (módulos) que realizan acciones concretas y sencillas. Para dibujar un mapa, en primer lugar debemos tener un *script* el cual no es más que una hoja de texto donde ponemos los módulos de GMT a usar, estos módulos se escriben como líneas de comando donde especificamos las características de nuestro mapa. Para luego procesar el *script* en el S.O<sup>2</sup> Linux (existen emuladores de Linux/Unix para los usuarios de Windows). Posteriormente GMT procesa los datos generándonos un archivo de salida (mapa) denominado **postscript**.

Tabla 1. Forma de procesamiento de datos en GMT

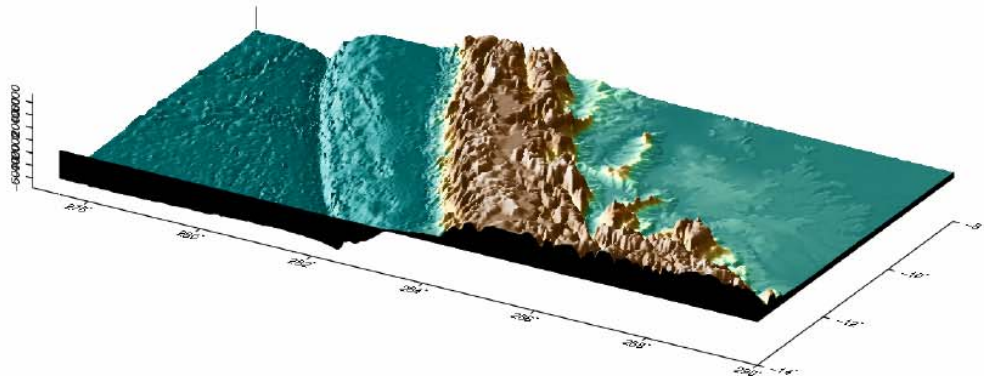
FORMATO DE ENTRADA	Script	Formato de texto tipo ASCII, donde se especifican los módulos y sus opciones, dependiendo del tipo mapa que deseamos desarrollar. Esta escritura es comparable a <i>líneas de comando</i> usadas en programación (en cierto modo es un tipo de programación) El <b>script</b> es un archivo tipo bash shell, por tanto debe nombrarse con la extensión <b>.sh</b> Ej. <b>mimapa.sh</b>
PROCESAMIENTO DE DATOS	LINUX	
	Terminal	Primero ubicamos la dirección del archivo <b>mimapa.sh</b> y luego lo procesamos. Previamente se ha instalado GMT en Linux.
	GMT	GMT procesa los datos de las líneas de comando (módulos y opciones) del <b>script</b> <b>mimapa.sh</b>
FORMATO DE SALIDA	Post-script	<b>mimapa.sh + GMT = mimapa.ps</b>

<sup>2</sup> S.O. Sistema Operativo (Windows, Linux, Mac, etc.)

Ahora le mostraremos algunos **scripts** aplicados a esta investigación y que se encuentran dentro del Manual referido.



## SCRIPT 1: Vista en 3D: Andes del Perú central



```
#!/bin/sh
#Me indica que es un script tipo bash shell (.sh)

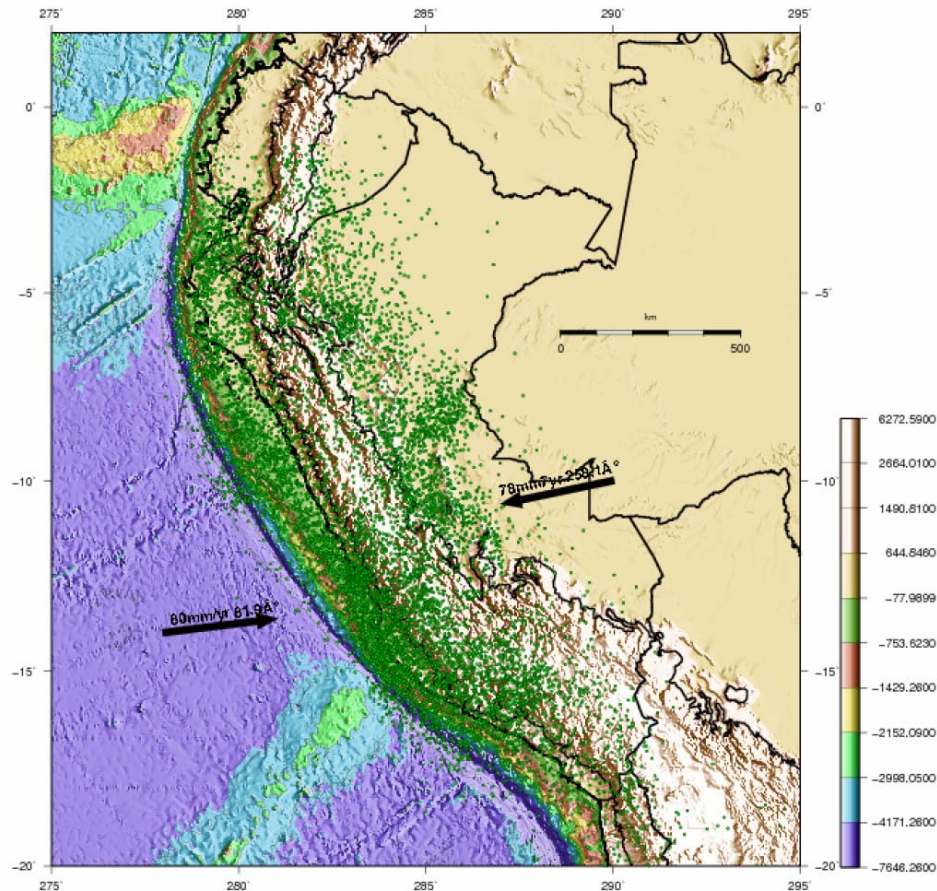
gmtset MEASURE_UNIT inch          #PAPER_WIDTH 8.5
gmtset HSV_MIN_VALUE .2           HSV_MAX_VALUE 1
gmtset BASEMAP_TYPE PLAIN         DEGREE_FORMAT 2
gmtset LABEL_FONT_SIZE 6          FRAME_PEN 3
gmtset ANOT_FONT_SIZE 10          ANOT_OFFSET 0.075
gmtset TICK_PEN 3                  TICK_LENGTH 0.08
gmtset PAGE_ORIENTATION landscape
#Realiza las modificaciones de las anotaciones, textos, grosor de líneas, etc. Para mas detalles ver tabla 4.

cat                                << END                                > cpt
B      0      100    100
10     0      100    100    1000  205    255    225
1000   255    255    225    2000  255    225    155
2000   255    225    155    3000  150    100    50
3000   100    50     0      5500  255    255    255
END
#Genera la paleta de colores. Aquí nosotros escogemos los colores de nuestra topografía. La primera columna se
#refiera la altitud y las siguientes son el formato R/G/B de colores. Comenzamos y finalizamos nuestra paleta de
#colores con la palabra END.

F="-R-88/-70/-14/-8 -Js-117/90/115/60 -V -E150/25 -Jz0.000070 -K"
F="-R-83/-70/-14/-8/-7500/7500 -Jm0.65 -V -E150/25 -Jz0.000070 -K"
# Es una manera de resumir el script. Es para no escribir todo de nuevo solamente escribimos $F en los módulos y el
#GMT llamara toda la codificación que se encuentra en comillas en los.
grdview $F -B2/2/2000ESZ -Qi150 -N-500/0/0/0 -Ccpt topoPERU.grd -ItopoPERUill.grd > 3Dtopo.ps
#Me genera una vista 3D en perspectiva. Llamamos a F ($F), dibujamos un plano negro (-N), coloreamos el archivo
#topoPERU.grd con nuestra paleta de colores personalizada (-C) y finalmente le damos una iluminación a nuestro
#mapa con el archivo topoPERUill.grd (-I). Estos dos últimos archivos son muy importantes en nuestro mapa, ya que
#son los archivos grid donde esta la topografía. (ver script 2)
pscoast $F -O -Dh >> 3Dtopo.ps
# Hacemos un llamado a F ($F), le decimos que tenemos una línea anterior (-O) y generamos una línea de costa de
#alta resolución (-Dh)

psxyz $F -O -G255/0/0 -Su.08 -L << END >> 3Dtopo.ps
#Me genera símbolos en 3D. Dibuja en un cubo alrededor de nuestra figura (-S)
```

## SCRIPT 2: Sismicidad del Perú



### #-----MODIFICAMOS ALGUNOS PARAMETROS DEL MAPA-----

```
gmtset HEADER_FONT_SIZE 12 ANNOT_FONT_SIZE_PRIMARY 9 BASEMAP_TYPE PLAIN LABEL_FONT_SIZE 7
# Modificamos el tamaño de las anotaciones del mapa.
```

### #-----GENERAMOS LOS ARCHIVOS BASE DEL MAPA-----

```
surface topo.xyz -Gtopo.grd -I30c -R275/295/-20/2 -V
# Con nuestro archivo topo.xyz (Tabla ASCII de 3 columnas: long lat depth) creamos el archivo topo.grd con un
#espaciado de 30 segundos (30c) dentro de las coordenadas 275/295/-20/2.

gridgradient topo.grd -Gsombra.i -A130/30 -Nt -V
# A partir de topo.grd creamos el archivo sombra.i que nos dará una iluminación de la topografía de 130 N (la imagen
#aparecerá como si fuera 3D)

grid2cpt topo.grd -Ctopo > topo.cpt
# A partir de topo.grd generamos nuestra paleta de color usando el modelo topo (ver Fig. 24) y lo llamamos topo.cpt
```

### #-----GENERAMOS NUESTRO MAPA-----

```
grdimage topo.grd -Ctopo.cpt -Isombra.i -Jm0.8 -V -P -K > mapal.ps
# Generamos la imagen topográfica a partir de nuestros archivos creados: imagen grid (topo.grd), color de la imagen
(topo.cpt) y la iluminación (sombra.i). Escogemos la proyección mercator para el mapa (-Jm).

psbasemap -R275/295/-20/2 -Jm0.8 -B5 -Lf291/-6/285/-20/500 -P -K -O -V >> mapal.ps
# Seleccionamos la región de nuestro mapa (-R), su proyección (-J) y le ponemos etiquetas cada 5° (-B). Nuestro mapa
#tendrá una hoja vertical (-P) y le ponemos una escala grafica de 0 a 500 Km. centrado en -22 y 285(-L).

pscoast -R -Jm -Dh -N1/0.2/0/0/0 -K -O -V -P >> mapal.ps
# Seguimos utilizando las opciones -R -Jm -P (no es necesario escribir todos sus parámetros). Generamos la línea de
#costa en alta resolución (-Dh) y los límites internacionales (-N1), con un grosor de 0.2 puntos y de color negro (0/0/0)

gridcontour topo.grd -Ccont_2000.txt -R -P -Jm -S -W0.2/0/0/0 -K -O -V >> mapal.ps
# A partir del archivo topo.grd haremos una línea topográfica del nivel 2000 (-C) llamando al archivo cont_2000.txt (este
#archivo contiene los niveles a graficar: 2000), la línea debe tener un grosor (-W) de 0.2 puntos y color negro (0/0/0).

psxy simos.txt -R -Jm -P -Sc0.06 -G0/255/0 -W0.01/0/0/0 -V -O -K >> mapal.ps
# Colocamos los sismos que se encuentran en el archivo simos.txt (Tabla de datos con 2 columnas: longitud latitud), en
# forma de círculo (-S) de color verde (-G) con borde negro (-W).

psscale -D8.3i/2.35i/12c/.5c -Ctopo.cpt -I -L -B1 -P -V -O -K >> mapal.ps
# Generamos una escala de colores para la topografía. Definimos su ubicación y tamaño (-D), utilizaremos los mismos
#colores que el mapa (-Ctopo.cpt), le damos iluminación (-I) la escala tendrá proporciones iguales (-L)

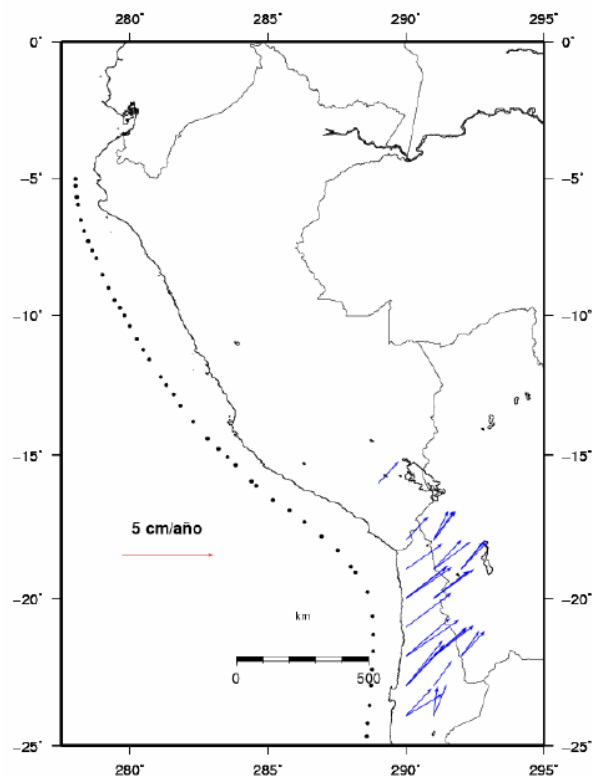
kghostview mapal.ps &
# Esta línea ordena abrir el archivo inmediatamente GMT termine de procesar los datos, aquí utilizamos el software
#ghostview (descargable gratis de Internet)
```

Las flechas negras me indican el movimiento relativo de placas (Demets, 1991). Estas fueron agregadas posteriormente con el Adobe illustrator (puede ser otro software vectorial)

Los datos de TOPO (topo.xyz) fueron obtenidos de la USCD ([http://topex.ucsd.edu/marine\\_topo/](http://topex.ucsd.edu/marine_topo/))  
 Los datos de sismicidad fueron obtenidos de la USGS -NEIC (<http://neic.usgs.gov/neis/epic/>)



## SCRIPT 3: Datos GPS Perú central



```
#-----DIBUJANDO EL MAPA BASE-----
psbasemap -Jm0.6 -R277.5/295/-25/0 -Ba5 -K -Lf286.25/-22/285/-20/500 -P > gpsperu.ps
# Seleccionamos la región de nuestro mapa (-R), su proyección (-J) y le ponemos etiquetas cada 5° (-B). Nuestro mapa
# tendrá una hoja vertical (-P) y le ponemos una escala grafica de 0 a 500 Km. centrado en -22 y 285 (-L).

psc Coast -J -R -B -Df -N1/0.01c -W2/0/0/0 -O -P -K -V >> gpsperu.ps
# Seguimos utilizando las opciones -R -Jm -P (no es necesario escribir todos sus parámetros). Generamos la línea de
# costa en buena resolución (-Df) y los límites internacionales (-N1), con un grosor de 0.01 cm y de color negro (0/0/0)

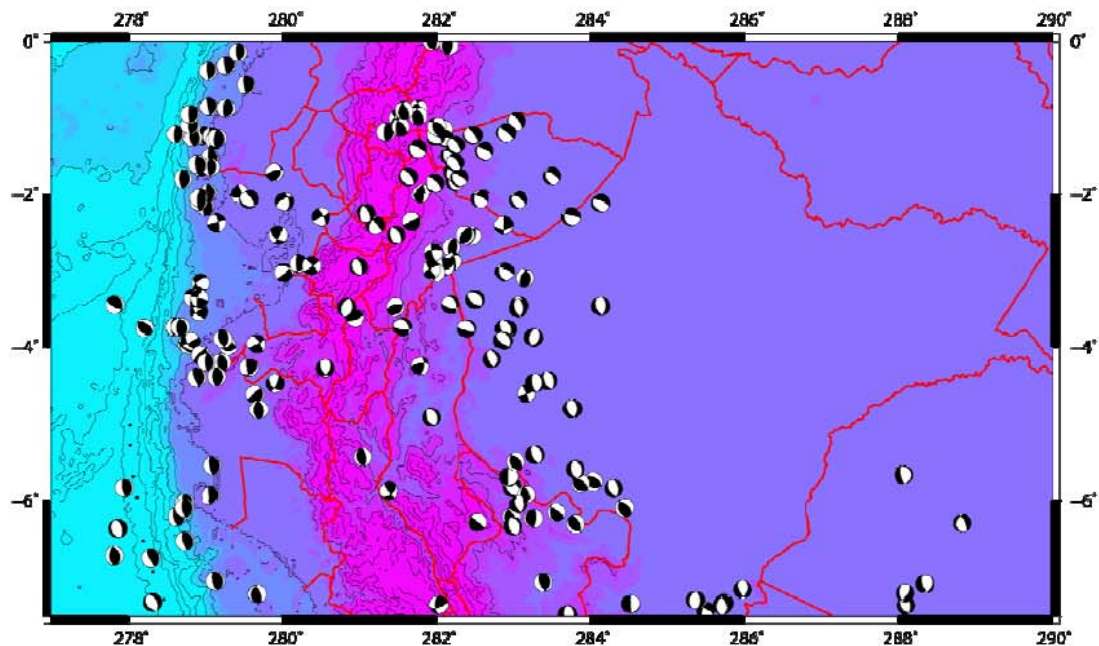
psxy fosa.xy -R -Jm -B -Sc0.06 -G0 -W2 -K -V -O >> gpsperu.ps
# Colocamos los puntos que se encuentran en el archivo fosa.xy (Tabla de datos con 2 columnas: longitud latitud), en
# forma de círculo (-Sc) de 0.06 puntos de tamaño y color negro (-G0)

#-----DIBUJANDO LOS VECTORES DE VELOCIDAD-----
psvelo data_gps.txt -R -Jm -Se0.04/3/100 -D0.1 -W1/0/0/0 -A0.01/0.12/0.03 -G0/0/255 \
-K -H -O -V >> gpsperu.ps
# Genera los vectores de velocidad. Los datos son de data_gps.txt, que corresponde a una tabla de 4 columnas:
# LONGITUD LATITUD VELO_ESTE VELO_NORTE
# Tipo flechas (-Se), le damos la escala (-D) y las dimensiones de nuestra flecha (-A), de color azul (-G).

#-----AGREGANDO UNA LEYENDA-----
psvelo escala.txt -Jm -R -Se0.04/2/100 -D0.1 -W1/0/0/0 -A0.01/0.12/0.03 -O -V -K -
G200/0/0>> gpsperu.ps
# Generamos una leyenda tipo flecha (escala.txt) para nuestros datos, el cual es una tabla con 6 columnas:
# LONG LAT DIST C O L O R
# 279.7 -18.5 50 0 0 0 0
# Tipo flecha (-Se), le damos la misma escala (-D) y las mismas dimensiones de flecha (-A), de color negro

pstext -J -R leyenda.txt -D0.2/0.15c -G0/0/0 -O >> gpsperu.ps
# A la flecha le agregamos el texto "5 cm/año" de la tabla leyenda.txt:
# X Y Tamaño Angulo Fuente Justificación Texto
# 281 -18 10 0 1 BC 5 cm/año
# De color negro (-G) una leyenda tipo flecha (escala.txt) para nuestros datos, el cual es una tabla con 6 columnas:
```

## SCRIPT 4: Mapa de Mecanismos focales



```
#-----CREAR UN GRID-----
surface topo.xyz -Gtopo.grd -I30c -R277/290/-7.5/0 -V
# Con nuestro archivo topo.xyz (Tabla ASCII de 3 columnas: long lat depth) creamos el archivo topo.grd con un
# espaciado de 30 segundos (30c) dentro de las coordenadas 277/290/-7.5/0

#-----CREAR PALETA DE COLORES-----
grd2cpt topo.grd -Ccool> peru.cpt
# A partir de topo.grd generamos nuestra paleta de color usando el modelo cool (ver Fig. 24) y lo llamamos peru.cpt

#-----DEFINICION DEL CUADRO GEOGRAFICO -----
psbasemap -B2 -Jm2 -R277/290/-7.5/0 -V -K > meca_peru_norte.ps
# Seleccionamos la región de nuestro mapa (-R), su proyección (-J) y le ponemos etiquetas cada 2° (-B).

#-----IMAGEN DE LA TOPOGRAFIA-----
grdimage topo.grd -Cperu.cpt -Jm -B -V -O -K >> meca_peru_norte.ps
# Generamos la imagen topográfica a partir de nuestros archivos creados: imagen grid (topo.grd) y color de la
# imagen (topo.cpt). Escogemos la proyección mercator para el mapa (-Jm).

grdcontour topo.grd -C1000 -Jm -R -O -K -V -B>> meca_peru_norte.ps
# Generamos líneas topográficas cada 1000m (-C) a partir del archivo topo.grd, y llamamos a las opciones -R -J y -B.

pscoast -R -B -Jm -Dh -V -K -O -Na/0.04c/255/0/0 >> meca_peru_norte.ps
# Seguimos utilizando las opciones -R -Jm -B. Generamos la línea de costa en alta resolución (-Dh) y los límites #
# nacionales e internacionales (-Na), con un grosor de 0.04 cm y de color rojo (255/0/0).

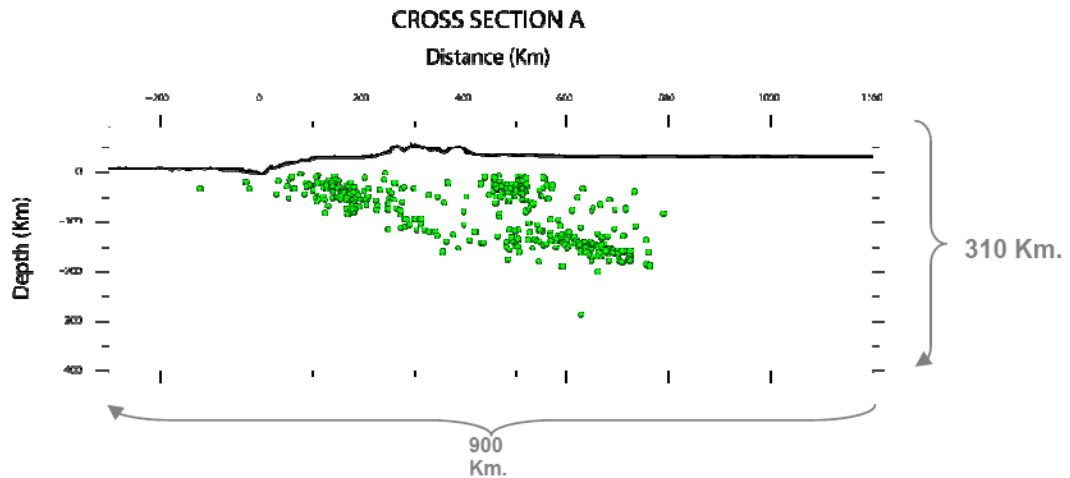
psxy fosa.xy -R -Jm -B -Sc0.06 -G0 -W2 -K -V -O >> meca_peru_norte.ps
# Colocamos los puntos que se encuentran en el archivo fosa.xy (Tabla de datos con 2 columnas: longitud latitud), en
# forma de círculo (-Sc) de 0.06 puntos de tamaño y color negro (-G0)

#-----MECANISMOS FOCALES-----
psmeca mec_foc_peru.txt -Sc1.2 -Jm -V -R -O -B >> meca_peru_norte.ps
# Generamos los mecanismos focales que se encuentran en mec_foc_peru.txt de tamaño 1.2 puntos.
# La opción -Sc me indica que la tabla posee 13 columnas debe distribuirse de la siguiente manera:

# long lat depth strike1 dip1 rake1 strike2 dip2 rake2 mantissa moment new_longitude new_latitude
```

Los datos de mecanismos focales fueron obtenidos de la Universidad de Harvard  
(<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>)

## SCRIPT 5: Perfil topográfico y sísmico



```

gmtset LABEL_FONT_SIZE 10 HEADER_FONT_SIZE 12
# Modificamos el tamaño de las anotaciones del mapa.

#-----GENERAMOS NUESTROS ARCHIVOS TOPOGRAFICOS Y SISMICOS EN SECCION-----
project topo.xyz -C-80/-10.4 -Fxyypz -Q -W-7/7 -A60 -V \
|awk '{print $3,$4/200+30}' | sort -g -o/home/perfil5mb/topo_perfil.txt
# topo.xyz esta compuesto por puntos que GMT triangula para producir topográficas. Esta opción utiliza topo.xyz para
# proyectar los puntos a lo largo de una línea. Esa línea parte de la coordenadas -80 y -10.4 (-C) con un ángulo
# azimutal de 60° (-A).
# A partir de esa línea toma datos de la izquierda y la derecha con un ancho total de 14p (-W-7/7). Todos esos puntos
# serán puestos en un nuevo archivo: topo_perfil.txt que poseerá 4 columnas (-Fxyypz).
# El awk es un programa de edición de datos de LINUX (tipo Microsoft Excel). Este tomara el archivo de 4 columnas
# "topo_perfil.txt" y solamente mostrara las columnas 3 y 4 (print $3,$4) que corresponden a "Distance (Km.)" y "Depth
# (Km.)" respectivamente.
# El adicional de la columna 4: $4/200+30, significa que lo dividiré entre 200 puntos (esta división se refiere a la escala
# vertical ya que no se encuentra en escala natural 1/1, sino esta en proporción 1/6 de otro modo no se apreciaría #
# claramente la topografía, y se vería como una línea difusa (Si modifican la división verán como la escala vertical varia) y
# le sumo 30 ya que al modificar la escala vertical aparecerán sismos sobre la topografía que se pueden interpretar como
# un error, por eso elevamos un poco la topografía.
# Sort me ordenara las columnas de > a < y, finalmente ubico donde generaré mi archivo
# (/home/perfil5mb/topo_perfil.txt).

project sismos.txt -C-80/-10.4 -Fxyypz -Q -W-100/100 -A60 -V \
|awk '{print $3,$4*-1}' | sort -g -o /home/perfil5mb/sismos_perfil.txt
# Se procede igual que la topografía, la línea debe estar ubicada en la misma posición(-C y -A). Como los datos
# sísmicos # son mas densos (más puntos), tomaré una proyección de 200 Km. de ancho (-W-100/100).
# Solo utilizaremos las columnas 3 y 4 (print $3,$4) que corresponden a "Distance (Km.)" y "Depth # (Km.)"
# respectivamente. Debemos cambiar a negativo los datos sísmicos ($4*-1) para que tengan relación con nuestro
# cuadro, ya que por defecto es positivo.
# Sort me ordenara las columnas de > a < y, finalmente ubico donde generaré mi archivo
# sismos_perfil.txt (/home/perfil5mb/topo_perfil.txt).

#-----GENERAMOS NUESTRA SECCION-----
psbasemap -R-300/1200/-400/90 -JX12.5516/4 -Bf100a200:"Distance (Km)"/f50a100:"Depth (Km)"/:"CROSS SECTION A":WesN \
-K -X1i-Y1i -V > seccion.ps
# Generamos el marco que va de -300 a 1200 de distancia y de -400 a 90 de altura. Utilizamos una proyección no
# geográfica (-JX). LA proporción 12.5516/4 viene de dividir 900/310 que corresponde al ancho/alto total. Marcamos
# cada 100 Km. con anotaciones cada 200 Km. (-Bf100a200) y que solo aparezcan en el oeste norte (WesN). Titulamos
# nuestro cuadro (CROSS SECTION A) y sus lados (Distance (Km.) y Depth (Km.))

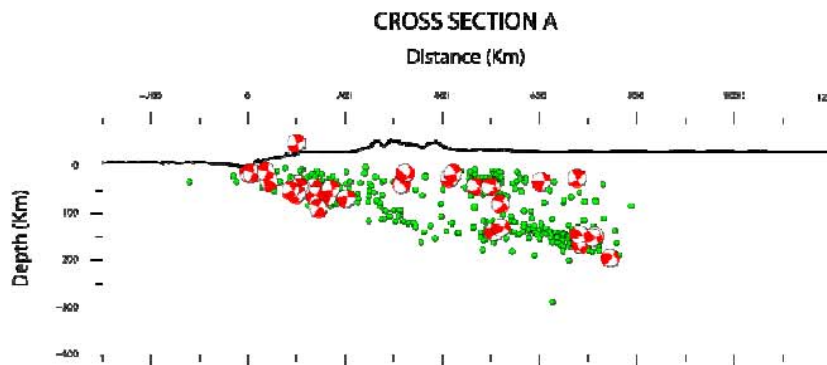
psxy topo_perfil.txt -R -JX -B -Sc0.01 -G0 -W2 -V -K -O >> seccion.ps
# Colocamos los puntos que se encuentran en el archivo topo_perfil.txt en forma de círculos (-Sc) de 0.01 de
# diámetro y color negro (-G0).

psxy sismos_perfil.txt -R -JX -B -Sc0.085 -G0/255/0 -W0/0/0 -V -K -O >> seccion.ps#
# Colocamos los puntos que se encuentran en el archivo sismos_perfil.txt en forma de círculos (-Sc) de 0.085 de diámetro
# y color verde (-G0/255/0) con borde negro (-W0/0/0).

```



## SCRIPT 6: Mecanismos focales en perfil



A diferencia de las secciones de topografía y sismicidad anteriormente vistas, los mecanismos focales tienen un tratamiento muy especial y más largo. Por eso pasaremos a detallar como se debe desarrollar:

1. Generamos el primer script denominado: *"mecfocperfil.sh"* con las siguientes características:

```
psscoute mec_foc_peru.txt -R -Aa-80/-10.4/-72.5/-5/90/100/0/300f -Scm -JX12.55/4 -T0 \
-a -G0/0/0 -W -B50f50 -P -X1 -Y20 > mecfocperfil.ps
#Psscoute genera perfiles a partir de mecfoc. Usamos los mismos datos del script 4 (mec_foc_peru.txt) que corresponden
#al tipo CMT de Harvard (-Scm). Necesitamos crear una línea imaginaria del punto -80/-10.4 al punto -72.5/-5 para así
#proyectar nuestros mecfoc. Como lo queremos en perfil el ángulo de buzamiento debe ser 90° el ancho de nuestra
#proyección será de 100 Km. y tomaremos los mecfoc de 0 a 300 Km. de profundidad. También queremos que nos
#grafique #los 2 planos nodales de los mecfoc (-T0).
#Se copian las demás opciones corresponden al perfil sísmico y topográfico del script 5
```

2. El script anterior generará 2 archivos: *mecfocperfil.ps* y *Aa-80.0\_-10.4\_-72.5\_-5.0\_90\_100\_0\_300*. El archivo que utilizaremos ahora es *Aa-80.0\_-10.4\_-72.5\_-5.0\_90\_100\_0\_300*. En primer lugar cambiamos el nombre del archivo a uno más sencillo *"mec\_perfil.txt"*. El archivo *mec\_perfil.txt* es una tabla que posee 13 columnas de datos separadas por espacios, es exactamente el mismo tipo de archivo que lee el módulo *psmecha* que se usa para generar *mecfoc* (ver script 4).
3. Como en nuestro gráfico las profundidades son negativas, debemos cambiar la segunda columna del archivo *"mec\_perfil.txt"* a negativo. Finalmente tenemos listo nuestra tabla con datos de *mecfoc* en perfil, ahora generamos nuestro último script:

```
gmtset LABEL_FONT_SIZE 10 HEADER_FONT_SIZE 12
# Modificamos el tamaño de las anotaciones del mapa.

psbasemap -R-300/1200/-400/90 -JX12.5516/4 -Bf100a200:"Distance (Km)":/f50a100:"Depth
(Km)"::::"CROSS SECTION A":WesN -K -Xli -Yli -V > final.ps
# Generamos el marco que va de -300 a 1200 de distancia y de -400 a 90 de altura. Utilizamos una proyección no
# geográfica (-JX). LA proporción 12.5516/4 viene de dividir 900/310 que corresponde al ancho/alto total. Marcamos
# cada 100 Km. con anotaciones cada 200 Km. (-Bf100a200) y que solo aparezcan en el oeste y norte (WesN). Titulamos
# nuestro cuadro (CROSS SECTION A) y sus lados (Distance (Km.) y Depth (Km.))

project topo.xyz -C-80/-10.4 -Fxypz -Q -W-7/7 -A60 -V \
|awk '{print $3,$4/200+30}' | sort -g -o/home/perfil5mb/topo_perfil.txt
project sismos.txt -C-80/-10.4 -Fxypz -Q -W-100/100 -A60 -V \
|awk '{print $3,$4*-1}' | sort -g -o /home/perfil5mb/sismos_perfil.txt
psxy topo_perfil.txt -R -JX -B -Sc0.01 -G0 -W2 -V -K -O >> final.ps
psxy sismos_perfil.txt -R -JX -B -Sc0.085 -G0/255/0 -W0/0/0 -V -K -O >> final.ps
psmecha mecfoc_perfil.txt -R-300/1200/-400/90 -JX12.5516/4 -M -G255/0/0 -D-400/400 \
-B -Sc0.3 -V -O >> final.ps
#La codificación corresponde al script 5, solamente debemos variar el archivo de mecanismos focales por nuestro archivo
#generado "mec_perfil.txt".
```

## **ANEXO C.**

Recursos provenientes de Internet usados en esta investigación

Pagina oficial del GMT

<http://gmt.soest.hawaii.edu/>

Manual oficial del GMT (Ingles)

[http://gmt.soest.hawaii.edu/gmt/gmt\\_services.html](http://gmt.soest.hawaii.edu/gmt/gmt_services.html)

Instalación del GMT

[http://www.unl.csi.cuny.edu/tutorials/viunix/subsubsection3\\_3\\_6\\_1.html](http://www.unl.csi.cuny.edu/tutorials/viunix/subsubsection3_3_6_1.html)

<http://www.ldeo.columbia.edu/~vschmidt/notes/installingGMToncygwin.htm>

Enlaces sobre GMT: Instalación, descarga de datos, ejemplos, etc.

<http://www.ruf.rice.edu/~ben/gmt.html>

Descarga de imágenes Raster

<http://www.elgps.com/mapas.html>

Paletas de colores CPT

<http://pdfb.wiredworkplace.net/cpt-city/www/cb/seq/index.html>

GMT: Ejemplos

<http://orrery.us/node/9>

<http://projects.crustal.ucsb.edu/mapcat/>

Descarga de datos:

Sismicidad USGS -NEIC

<http://neic.usgs.gov/neis/epic/>

Sismicidad: ISC

<http://www.isc.ac.uk/doc/cite/index.html>

Datos topográficos

[http://topex.ucsd.edu/marine\\_topo/](http://topex.ucsd.edu/marine_topo/)

[http://www.fcaglp.unlp.edu.ar/~esuares/quiero\\_hacer\\_un\\_mapa\\_de.shtml](http://www.fcaglp.unlp.edu.ar/~esuares/quiero_hacer_un_mapa_de.shtml)

Mecanismos focales: CMT HARVARD

<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>

Imágenes satelitales SRTM

<http://srtm.csi.cgiar.org/>

Otros programas relacionados al GMT

Perl: Tutorial

<http://es.tldp.org/Tutoriales/PERL/tutoperl-html/tutoperl0.html>

Sistema Operativo Linux / Unix: Introduccion

[http://shadow.eas.gatech.edu/~anewman/classes/Intro\\_Unix/](http://shadow.eas.gatech.edu/~anewman/classes/Intro_Unix/)

Foro: Uno de los mejores foros donde podrás encontrar ayuda internacional sobre el GMT, en inglés <http://www.nabble.com/GMT-f1197.html>